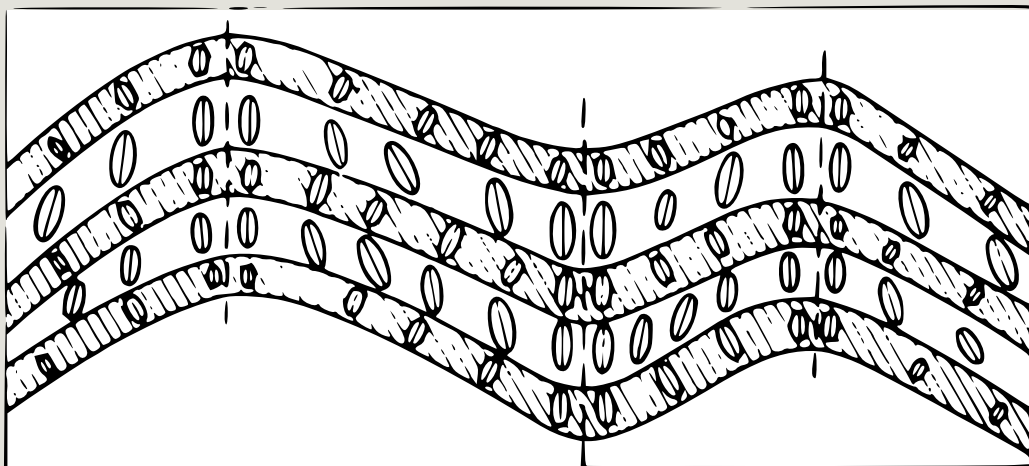


V. Bélousov

GÉOLOGIE STRUCTURALE



Éditions Mir Moscou

В. БЕЛОУСОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

**ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
МОСКВА**

V. Bélousov

Géologie structurale

ÉDITIONS MIR • MOSCOU

Traduit du russe par
O. PARTCHEVSKY

На французском языке

© Traduction française, Editions, Mir 1974

INTRODUCTION

La géologie structurale est une branche de la géologie tectonique, autrement dit, de cette discipline géologique qui étudie les particularités de l'arrangement et de l'évolution de l'écorce terrestre en rapport avec des actions mécaniques qui s'y déroulent : les mouvements et les déformations.

L'écorce terrestre est formée de roches. Ces dernières constituent des masses rocheuses de configuration différente. Ainsi, les roches sédimentaires se disposent en couches. Ces couches peuvent prendre une position horizontale mais également être inclinées ou plissées. Les roches magmatiques intrusives constituent des masses en forme de dômes, de cylindres, de grosses gouttes retournées, de filons ramifiés, etc. Toute l'écorce terrestre est composée de masses rocheuses attenantes les unes aux autres et formées de roches différentes.

Ces masses rocheuses sont appelées *formes de disposition des roches* ou *formes structurales* ou plus simplement *structures*¹⁾. L'objet de la géologie structurale est justement l'étude des formes de disposition des roches ou des formes structurales.

Tout d'abord on étudie l'aspect extérieur ou la géométrie des formes structurales. Il peut en résulter une classification des formes structurales d'après leurs caractéristiques morphologiques. Ainsi, les plis dans cette classification peuvent être divisés en plis longs (linéaires), en dômes, en plis droits, obliques, etc.

La tâche suivante consiste à étudier la cinématique ou le « mécanisme » de la genèse des formes structurales. Dans ce cas on décrit les mouvements du matériau de l'écorce terrestre ayant conduit

¹⁾ Ce dernier terme est loin d'être heureux quoiqu'il soit très courant. Le mot *structure* doit désigner l'architecture ou l'agencement de tel ou tel compartiment de l'écorce terrestre dans son ensemble (en russe « строение ») et non pas un élément tel un pli ou une cassure. Notons que le mot *structure* est également adopté par d'autres branches de la géologie, en particulier par la pétrographie. Dans le cas concerné il s'agit de structures *tectoniques* et dans la suite de l'exposé on se tiendra à cette définition sans autre référence si toutefois la nécessité d'une explication plus détaillée ne s'en présente.

à l'élaboration des formes structurales étudiées. Pour les plis, par exemple, on étudie le cheminement et l'amplitude des déplacements des particules isolées de la couche qui ont entraîné la transformation d'une couche horizontale en une couche plissée.

L'analyse de l'aspect cinématique du problème permet tout d'abord de diviser les formes structurales en *primitives (originelles)*, autrement dit contemporaines à la genèse même de la roche, et en *secondaires*, apparues du fait des transformations postérieures des formes structurales primitives. Ainsi, une couche horizontale est une forme primitive de disposition des roches sédimentaires : elle apparaît au cours même de l'accumulation des sédiments. Quant à la couche affectée de plis, elle constitue une forme secondaire de disposition des terrains, car elle a acquis cette forme à la suite des déformations postérieures de la couche horizontale. De leur côté les formes structurales secondaires se divisent en groupes selon le mécanisme qui leur a donné naissance.

L'analyse des formes structurales secondaires oblige à faire intervenir des considérations d'ordre dynamique : quelle est la direction et quels sont les plans d'application des *forces tectoniques* de compression, d'extension ou de décrochement ayant mis en place les formes structurales secondaires étudiées. C'est ainsi que les plis peuvent être le résultat de *flexion longitudinale* quand les forces de compression ont été appliquées parallèlement aux couches, de même que le résultat de *flexion transversale*, pour des couches plissées à la suite de soulèvements de certains compartiments sous l'effet de pression dirigée de bas perpendiculairement à la surface des couches.

C'est justement ces aspects géométriques, cinématiques et dynamiques qui sont l'objet de l'étude de la géologie structurale. La géologie structurale n'étudie pas le problème de l'origine des forces ayant produit telle ou telle déformation de l'écorce terrestre. Elle ne s'occupe de même pas des lois de l'évolution de la structure de l'écorce terrestre. Ces questions sont traitées dans le cours de géologie tectonique générale.

Le rôle de la géologie structurale dans le complexe des disciplines géologiques est énorme. Sans une bonne compréhension de la géométrie des formes structurales il est impossible de procéder à des levées géologiques ; le géologue est toujours obligé de restituer l'aspect complet d'une forme structurale d'après des observations fragmentaires de quelques affleurements isolés ; s'il ne sait pas comment relier ces données éparses sa carte sera incomplète ou même incorrecte.

Les formes de disposition des terrains influent d'une façon radicale sur les conditions de répartition des minéraux utiles dans l'écorce terrestre. Le pétrole et les gaz naturels, par exemple, se concentrent, en général, dans les voûtes des plis anticlinaux ; pour découvrir le pétrole il faut tout d'abord déterminer dans les couches l'emplacement des parties culminantes des anticlinaux où les

conditions sont les plus favorables à l'accumulation du pétrole. Pour cela il est nécessaire de connaître les particularités de la géométrie des structures plissées. De nombreux gisements métallifères constituent des amas remplissant les fissures de l'écorce terrestre. La géologie structurale nous renseigne sur les conditions dans lesquelles se forment les fissures de tel ou tel type et quelle est leur disposition la plus vraisemblable.

La connaissance des formes de disposition des terrains a une grande importance pour la solution de problèmes hydrogéologiques, car le mouvement des eaux souterraines est fonction de la disposition des roches. Les formes de disposition de terrains doivent être prises en considération dans le cas de prospection géologique d'ingénieurs pour déterminer les conditions nécessaires à l'édification des bâtiments.

L'étude des formes de disposition des terrains est la première phase de la reconstitution de l'histoire de l'évolution d'un compartiment de l'écorce terrestre ainsi que des mouvements tectoniques ayant affecté ce territoire.

Le tracé des cartes géologiques consistant essentiellement dans la recherche, l'étude et la fixation sur la carte et les profils de formes structurales, on étudie la géologie structurale en rapport étroit avec la cartographie géologique. Mais dans ce livre les méthodes de cartographie géologique ne sont pas spécialement décrites. On s'est limité uniquement aux questions de géologie structurale : à la classification géométrique des formes structurales, au « mécanisme » et à la dynamique de leur genèse. On ne parlera que de quelques méthodes spéciales d'étude de formes structurales sur le terrain qui habituellement ne sont pas exposées dans un cours de cartographie géologique.

Le cours de géologie structurale se fonde sur des enseignements puisés par les étudiants dans le cours de géologie générale et des travaux pratiques banaux menés sur le terrain qui fournissent les premières notions sur la disposition des roches dans la Nature. Pour reconnaître exactement les formes structurales il est nécessaire de posséder des connaissances suffisantes en minéralogie, en pétrographie et stratigraphie, disciplines permettant de préciser la composition des roches et la séquence des dépôts.

Chapitre 1

FORMES PRIMITIVES DE DISPOSITION DES TERRAINS

FORMES PRIMITIVES ET SECONDAIRES DE DISPOSITION DES TERRAINS

Comme il a été montré dans l'introduction on entend sous l'expression de formes de disposition des terrains ou de formes structurales (ou plus simplement de structures) des masses rocheuses constituées au sein de l'écorce terrestre. On a de même indiqué que l'allure de l'arrangement des roches peut être primitive (originelle) et secondaire (dérangée). Les déformations ayant entraîné l'apparition de formes secondaires portent le nom de *dislocations* ou d'*accidents* (en sous-entendant des accidents ayant dérangé la forme originelle de disposition des roches). Les mêmes mots servent à nommer les résultats de ces déformations, autrement dit les formes de disposition secondaire des terrains qui en dérivent.

L'origine des forces ayant provoqué les dislocations ou accidents, peut être variée. Dans certains cas ces forces apparaissent dans la roche même, par exemple, du fait de l'augmentation ou de la diminution de volume après absorption de l'eau ou, au contraire, après dessèchement, ou bien à la suite de certaines réactions chimiques, de recristallisation, etc. Dans d'autres cas ces forces tirent leur origine des actions mutuelles entre les couches. Ainsi, si une couche constituée d'une roche plus lourde repose sur une couche de roche légère, la matière de la couche supérieure tend à s'enfoncer dans la couche inférieure, quant à la matière de cette dernière après expulsion vers le haut elle pénètre dans la couche susjacente. Des déformations apparaissent et dérangent la disposition primitive des terrains.

La disposition primitive des terrains peut également être dérangée sous l'effet de forces *extérieures* à la masse rocheuse considérée. Une couche déposée au fond d'une cuvette marine ou lacustre et constituée de matériaux meubles, non solidifiés jusqu'à l'état de roche et non recouverts par des bancs déposés postérieurement, peut glisser sur le fond en pente sous l'action de la pesanteur et se déformer.

La partie la plus importante des formes de disposition secondaires, constituant l'objet essentiel de l'étude de la géologie structurale, est représentée par les effets de *mouvements tectoniques*, autrement dit de déplacements de matériaux de la croûte terrestre provoqués

par des forces tectoniques. La nature de ces mouvements est encore insuffisamment éclairée mais on sait qu'ils entraînent des compressions, des extensions ou des décrochements dans des volumes importants de masses rocheuses se disposant au voisinage de la surface et à des grandes profondeurs. Certains mouvements tectoniques concernent toute l'épaisseur de la croûte terrestre, d'autres n'en dérangent qu'un compartiment important.

On peut donc diviser les formes secondaires de disposition des terrains en *non tectoniques* et *tectoniques*. Ces dernières sont également appelées accidents ou dislocations tectoniques.

La division des formes structurales en primitives et secondaires semble évidente dans le cas de roches sédimentaires. Mais si l'on se tourne vers des roches magmatiques, des difficultés surgissent aussitôt. Le déplacement du magma liquide au sein de l'écorce terrestre peut être assimilé à un mouvement tectonique se déroulant dans des conditions d'un milieu très fluide. Dans cette optique toute forme finale de disposition des roches magmatiques, massif, dyke, laccolite, nappe, etc., serait de nature secondaire. Mais la forme primitive de mise en place du magma, acquise dès avant sa montée vers la surface des profondeurs où elle s'est formée, reste habituellement inconnue. C'est pourquoi, ayant en vue cette particularité des roches magmatiques, on réservera à l'étude des conditions de disposition de ces roches un chapitre à part. Quant au présent chapitre il ne traitera que des formes de disposition des roches sédimentaires.

Une forme de disposition des terrains se définit par les surfaces qui la séparent des masses rocheuses voisines constituées de matériaux différents. Mais il y a encore l'agencement intime des éléments constituant la roche (grains, cristaux). Ces particularités de l'arrangement de la roche portent le nom de texture de la roche. La texture de la roche, comme la forme de disposition, peut être primitive et apparaître au cours de la genèse de la roche et secondaire et découler des modifications postérieures de la texture primitive sous l'influence de facteurs non tectoniques comme de facteurs tectoniques.

FORMES PRIMITIVES DE DISPOSITION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES ARRANGEMENT DES TERRAINS EN COUCHES

La forme primitive de disposition des roches sédimentaires la plus courante est la couche horizontale. On entend par couche une formation de matériaux sédimentaires, limitée par des surfaces de séparation des masses rocheuses voisines, qui peut être suivie assez loin latéralement et dont les dimensions verticales (épaisseurs, ou puissance) sont relativement faibles. L'épaisseur de la couche peut varier de quelques centimètres à plusieurs mètres, tandis que dans le sens horizontal une couche peut être suivie sur des centaines de

mètres, voire des kilomètres. Une des caractéristiques essentielles de la couche est d'offrir tout au long de son extension la même composition.

Les séries sédimentaires sont stratifiées, c'est-à-dire formées d'alternances de couches reposant les unes sur les autres. Chaque couche susjacente se dépose après la couche sous-jacente. On observe fréquemment une structure alternée de bancs de composition différente, où les couches présentent des séquences de roches variées (c'est ainsi que des couches de grès, d'argiles et de calcaires se suivent en alternant). En plus des variations dans la nature des roches on observe souvent entre les couches des surfaces de discontinuité. Ces dernières peuvent en premier lieu se manifester par des fissures plus ou moins fines qui séparent les couches et, en second lieu, par des traces de « traitement » de la surface de la couche inférieure après son dépôt mais avant la formation de la couche suivante. Ce « traitement » peut consister en une altération des roches du toit de la couche, en une faible érosion, en une imprégnation par des sels minéraux (principalement ferrugineux). Ces signes, s'ils s'observent, sont l'indication de l'existence d'une courte interruption dans la sédimentation des deux couches voisines.

La stratification s'observe aussi dans des dépôts de roches homogènes ; c'est ainsi que des dépôts continus de calcaires présentent également une division en couches. Dans ce cas les couches ne sont séparées que par des surfaces de discontinuité, car la nature des roches ne varie pas.

La surface inférieure de la couche porte le nom de mur et la surface supérieure de toit.

Toute couche s'étendant latéralement sur des grandes surfaces finit toujours, quelque soit la direction considérée, en biseau et passe en coin à d'autres couches.

Si ce biseautage s'effectue dans les deux sens et sur des faibles distances, la couche constitue une lentille. La disposition en lentilles des roches sédimentaires est particulièrement courante pour des dépôts terrestres (fluviaux), de même que pour des sédiments marins littoraux.

À côté du mot « couche » on utilise également le terme « banc ». Fort souvent le mot « banc » est admis comme synonyme du mot « couche ». Toutefois, sous le mot « banc » on groupe souvent plusieurs couches possédant un caractère commun (composition ou couleur) qui les distingue des autres couches. Dans d'autres cas on attribue au mot « banc » une signification beaucoup plus complexe. Dans la suite de l'exposé les mots « couche » et « banc » seront considérés comme des synonymes.

En général les couches, surtout formées de sédiments marins, se déposent horizontalement. C'est la conséquence des conditions de leur formation, car ces derniers s'accumulent habituellement sur un

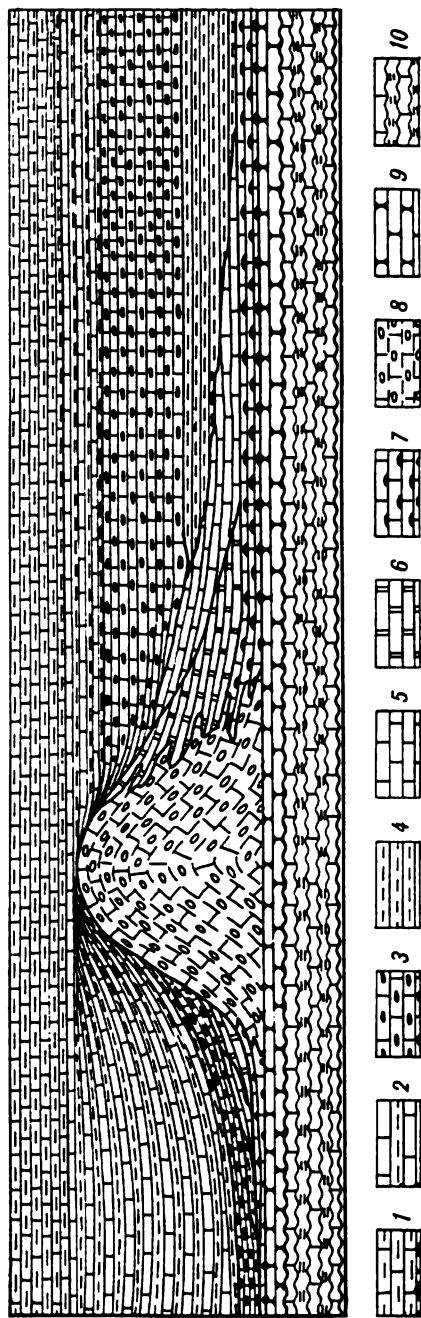


Fig. 1. Disposition originelle inclinée des couches. Récif corallien du Carbonifère inférieur dans le Nouveau-Mexique (Etats-Unis):

1 — série Donna Anna; 2 — série Arcante; 3 — facès de marbre gris clair d'Alamogordo; 4 — facès de marnes gris clair d'Alamogordo; 5 — facès de sables verts d'Alamogordo à Grinoides; 6 — facès de dépôts gris d'Alamogordo finement lités; 7 — facès de marbre noir dur d'Alamogordo à gros grains; 8 — facès bloherne d'Alamogordo; 9 — facès de grès gris d'Alamogordo à grains fins; 10 — formation de Caballero.

fond marin nivelé par l'érosion littorale, sur des plaines basses des continents, au fond des vallées, etc.

Mais la disposition primitive des couches au lieu d'être horizontale peut également présenter un pendage. Pour des roches volcaniques clastiques ce phénomène s'observe sur les pentes de volcans et de cratères d'explosion où l'inclinaison originelle peut atteindre 35° (voir ch. 8). Les dépôts fluviaux se caractérisent par cette géométrie primitive sur les flancs de vallées, les sédiments marins, sur les talus d'éboulis des récifs coralliens ou au cours du comblement des dépressions formées dans le toit des terrains sous-jacents (fig. 1).

La stratification inclinée originelle est particulièrement fréquente dans des dépôts actuels ou géologiquement récents : quaternaires ou néogènes. Dans les sédiments plus anciens ce phénomène s'observe plus rarement. L'inclinaison originelle des couches ne se conserve que dans des séries stratigraphiques limitées qui en remontant la coupe passent rapidement à un gisement horizontal.

STRUCTURE INTIME ORIGINELLE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

La structure intime des séries sédimentaires dépend des conditions physico-géographiques du milieu de formation des couches. Elle est étudiée d'une façon détaillée dans les cours de pétrographie sédimentaire, de lithologie et de paléogéographie. On ne fera ici que rappeler les caractères fondamentaux de la structure intime des bancs sédimentaires.

L'arrangement des grains dans la roche est conditionné par l'agitation du milieu dans lequel s'effectue le dépôt. C'est ainsi que dans les conglomérats (cailloutis) du littoral marin les galets aplatis acquièrent fort souvent une structure imbriquée. Ils sont inclinés de préférence du côté du déferlement des vagues, c'est-à-dire vers le bassin marin, quant aux axes oblongs des galets ils se disposent parallèlement à la ligne du rivage. De même les coquilles marines sont fossilisées dans la zone de déferlement dans la position des axes oblongs parallèles à la côte.

Dans les cours d'eau à fortes variations du courant le long du profil transversal, de même que dans les parties des mers à courants forts, les galets, les grains et les coquilles orientent leurs grands axes dans le sens de l'écoulement.

Les grains aplatis (écailles de mica, par exemple) en eau calme et agitée se déposent sur le fond en couches essentiellement horizontales; c'est pourquoi ils paraissent orientés parallèlement les uns aux autres.

Une étude détaillée d'une couche en coupe permet d'y discerner une stratification de second ordre présentant des minces feuillets d'une épaisseur de un à quelques grains. Ces feuillets s'observent

plus fréquemment dans des roches terrigènes que dans les calcaires. Pour les différencier des couches de stratification on les appelle feuillets de schistosité.

La disposition des feuillets peut être parallèle à la couche. Ces derniers sont alors continus, discontinus et lenticulaires. La schistosité est dite striée quand les paillettes de mica, d'enduits argileux

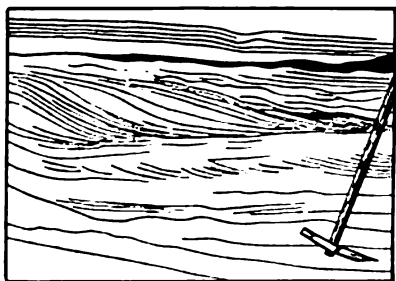


Fig. 2. Schistosité entrecroisée. Dépôts Tchokrakskié au Daghestan. En haut du dessin on a figuré des ripples-marks en section transversale (d'après L. Roukhine).

ou de fragments de végétaux se disposent parallèlement les unes aux autres et à la couche toute entière.

Mais les feuillets peuvent également se disposer obliquement par rapport à la couche. C'est ce qu'on appelle la *stratification oblique* ou *entrecroisée* (fig. 2).

La schistosité entrecroisée s'observe dans les dépôts de sables ou d'autres matériaux clastiques (par exemple des débris fins de coquilles), au fond des lits des cours d'eau, dans les zones de déferlement et de courants marins, dans les dunes mouvantes. Selon la nature de la schistosité oblique on peut déterminer les conditions de formation du dépôt. Les procédés utilisés dans ces cas sont décrits dans les cours de pétrologie et de paléogéographie. Habituellement, les feuillets inclinés en se rapprochant du mur de la couche s'adoucissent et deviennent parallèles à la couche, ce fait permet d'utiliser la schistosité oblique pour distinguer le toit du mur des couches dans des séries fortement disloquées aux bancs souvent retournés.

Au cours de la formation des sables à des faibles profondeurs dans la zone de déferlement ou dans le lit des cours d'eau à fort courant les feuillets peuvent se plisser en rides de quelques centimètres de hauteur. Ces rides s'observent également au toit de la couche. C'est ce qu'on appelle des *ripples-marks* ou *rides de sable* qui peuvent également faciliter la distinction entre le toit et le mur d'une couche (fig. 3). Il est nécessaire de noter que ces rides de sable peuvent être confondues aux traces d'intersection des plans de stratification avec le clivage et même quelquefois au boudinage (voir ch. 3).

Parmi les autres particularités de la structure intime des couches qui peuvent être utilisées pour la détermination du toit et du mur d'une couche on peut citer les empreintes des gouttes de pluie, les remplissages des fentes de dessiccation à la surface de la couche.

On utilise largement pour des repérages les figures de base (« hiéroglyphes ») qui forment des reliefs irréguliers et variés à la base des

bancs de sable quand ces derniers reposent sur des roches argileuses. La hauteur de ces reliefs peut atteindre quelques centimètres (fig. 4).

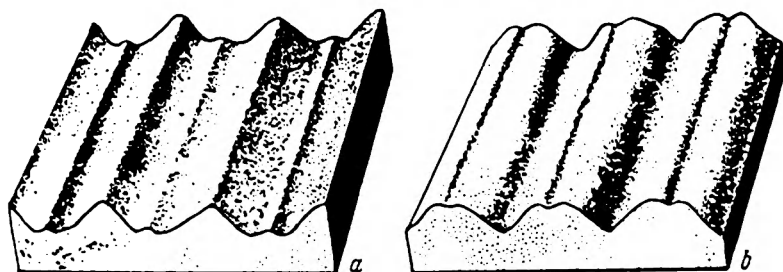


Fig. 3. Ripples-marks (schéma). D'après Van Hise:

a — surface des rides; *b* — traces des rides de sable au mur de la couche susjacent.



Fig. 4. Hiéroglyphes. Figures de base terrigène du Jurrassique moyen. Caucase du Nord-Ouest (vue prise par M. Lomizé).

La genèse de ces figures de base est encore discutée. Certaines d'entre elles sont des figures de charge témoignant de l'enfoncement sous le poids d'un matériau sableux dans des argiles sous-jacentes moins

consistantes. Ces phénomènes seront étudiés au ch. 3. Mais ces figures de base ont aussi une autre origine. Parmi elles citons, par exemple, les pistes d'Invertébrés, vers, mollusques et autres organismes. On peut de même repérer le toit ou le mur d'une couche en déterminant l'orientation des fossiles, en particulier des coraux isolés ou de leurs colonies, ou encore, d'après des restes végétaux fossilisés dans des couches.

RAPPORTS ENTRE LES COUCHES

On a indiqué plus haut que dans une coupe géologique on observe habituellement une alternance de couches de nature diverse. Quelquefois cette alternance semble n'obéir à aucun ordre. Cependant dans un grand nombre de cas on note une certaine régularité dans l'alternance de couches de composition différente.

Une série fort intéressante pour la géologie structurale est la *stratification en alternance répétée* dénotant un *rythme*. Elle présente en coupe une répétition de séquences limitées de roches. Habituellement à la base de la séquence ou « rythme » reposent des roches plus grossières, par exemple des grès ou des calcaires détritiques que relaient des roches à grains plus fins telles des argiles gréseuses, des marnes ou des pélites. L'épaisseur de chaque rythme oscille entre des fractions de mètres jusqu'à 2 à 3 m ; ces rythmes se répètent en coupe un grand nombre de fois (cent ou mille fois), l'un à la suite de l'autre, ne variant que par l'épaisseur des séquences ou des lits qui y alternent ou par la disparition d'un des éléments de la séquence. Le passage d'un élément à l'autre au sein du rythme s'effectue progressivement, quant au rythme tout entier il est séparé de son homologue par des frontières nettes. C'est dans ces séries à rythmes qu'on rencontre le plus fréquemment des figures de base au mur des bancs gréseux.

La sédimentation alternée est très caractéristique pour des séries de flysch et de charbon. Elle peut également être utilisée, comme les critères précédents, pour le repérage du toit et du mur des couches au cas de fortes dislocations laissant soupçonner des retournements de couches. La règle utilisée dans ces repérages est le rassemblement à la base du rythme d'éléments les plus grossiers tandis que vers le sommet le grain est plus fin. Il est vrai que certains auteurs ont noté dans les rythmes des dispositions inverses, mais ces cas sont fort rares.

Comme il a été indiqué plus haut on peut observer entre les couches, qui à première vue semblent continues, des surfaces de discontinuité qu'accompagnent des indices d'arrêt de la sédimentation. Ces arrêts de sédimentation entre les couches sont très court mesurés à l'échelle des temps géologiques mais leur présence témoigne d'un processus de sédimentation discontinu.

Il existe également des arrêts dans la sédimentation beaucoup plus prolongés qui correspondent à de longues périodes d'érection

au-dessus du niveau de la mer de régions qui auparavant présentaient des zones de sédimentation. La durée de ces arrêts peut se déterminer d'après l'échelle stratigraphique et peut correspondre à un âge, une époque, une période ou même plusieurs périodes géologiques. Durant cette longue période la surface de bancs accumulés antérieurement

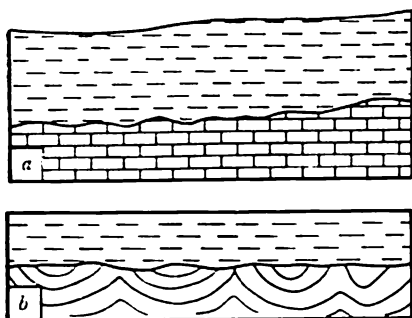


Fig. 5. Discordance (schéma):
a — parallèle; b — angulaire.

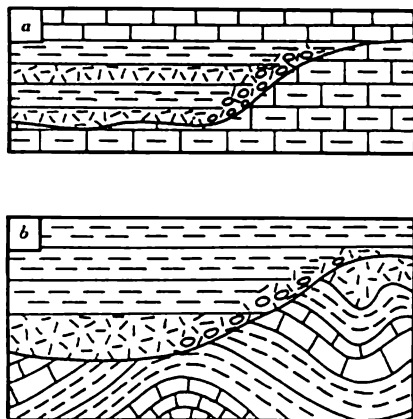


Fig. 6. Accolement (schéma):
a — parallèle; b — discordant.

a évidemment été soumise à des transformations de beaucoup plus importantes, et même peut souvent conduire à des démantèlements d'énormes assises de roches.

Quand après la surrection d'un compartiment ce dernier subit une subsidence et sa surface est de nouveau le siège d'une accumulation de dépôts, il se forme entre les couches déposées avant la lacune et celles déposées après une *discordance*. Deux séries de couches se trouvent ainsi séparées par une *surface* ou *plan de discordance*.

Si les deux séries sont dans l'ensemble parallèles entre elles (quoique le toit de la série inférieure peut porter des irrégularités dues à l'érosion) on dit que la *discordance est parallèle* (fig. 5,a). Si la série inférieure a subi des dislocations au cours de l'interruption de la sédimentation et ses couches ont été inclinées ou plissées, puis tronquées par l'érosion, et, au-dessus d'elle, repose une seconde série recouvrant la surface tronquée des couches disloquées, on voit apparaître une *discordance angulaire* (fig. 5,b). Dans la plupart des cas les couches de la série supérieure sont parallèles à la surface de discordance, tandis que celles de la série inférieure butent contre cette surface suivant un *angle de discordance*. C'est un indice qui permet de distinguer la série inférieure de la série supérieure, surtout quand les dislocations postérieures ont provoqué le retournement de la

surface de discordance et quand les critères stratigraphiques sont insuffisants. A la base de la série supérieure on peut rencontrer le conglomérat de base qui est un indice sûr de la discordance.

Plus rarement on trouve fossilisés sous de dépôts nouveaux des traits de relief majeur. Dans ces cas les couches inférieures de la série supérieure remplissent les dépressions de l'ancien relief et seules les couches plus récentes recouvrent les formes en relief de ce modelé heurté. Ce comblement des cuvettes du relief ancien est dit *ingressif*. Tandis que sur les marges des cuvettes ensevelies on observe un *accolement* de la jeune série à la plus ancienne. Cet accolement peut être soit plat ou parallèle, soit discordant (fig. 6) selon que la série inférieure aurait conservé une disposition horizontale ou bien aurait été disloquée avant la formation du relief.

VARIATION LATÉRALE DE LA COMPOSITION ET DE L'ÉPAISSEUR DES DÉPÔTS

Une des propriétés fondamentales des séries sédimentaires est qu'elles varient aussi bien latéralement qu'en profondeur. Ces variations concernent aussi bien la composition des roches que l'épaisseur des unités stratigraphiques.

Dans certaines régions ces modifications sont lentes et progressives et n'apparaissent que sur des grandes distances (sur des centaines de kilomètres), tandis que dans d'autres la variation de composition et d'épaisseur est brusque et s'effectue sur des distances très courtes. Des fois la composition et l'épaisseur se transforment instantanément, littéralement, par saut. Le plus souvent, cependant, il existe, quoique très étroite, une zone de transition où s'effectue le passage d'un type de séquence à l'autre. Dans cette région de transition on voit les couches d'une composition finir en biseau et passer à des couches de composition différente.

Parfois les roches d'une composition donnée ont une répartition très limitée et n'occupent qu'une bande étroite parmi des roches de même âge mais de nature différente. Si la formation des roches de cette composition particulière a également été limitée dans le temps elles se présentent alors en coupe sous forme de lentille.

Les modifications de composition et d'épaisseur des séries géologiques sont la conséquence de lents soulèvements et abaissements de l'écorce terrestre, autrement dit, de mouvements oscillatoires du sol. L'épaisseur des dépôts sédimentaires correspond en général à l'ampleur de l'affaissement de l'écorce terrestre. C'est ainsi que si, par exemple, l'épaisseur des dépôts jurassiques sur la Plaine russe est de 300 m, et sur les versants Nord du Caucase de 3000 m, cela signifie que pendant le Jurassique l'écorce terrestre s'est abaissée, sur la Plaine russe de près de 300 m et dans le Caucase du Nord, d'environ 3000 m. Ces chiffres ne reflètent que l'abaissement absolu résultant

de multiples mouvements oscillatoires du sol vers le bas, quand les dépôts s'accumulaient, et vers le haut, quand ils ont été en partie enlevés par des agents de l'érosion. Le rôle de ces entraînements périodiques des dépôts sur la Plaine russe est évidemment de beaucoup plus important qu'au Caucase.

Quand la surface de l'écorce terrestre est soulevée à une altitude dépassant le niveau de la mer elle subit l'attaque des eaux superficielles et de l'abrasion marine, les produits de destructions étant entraînés dans des dépressions voisines où ils se déposent en zones : les sédiments détritiques grossiers s'accumulent près du rivage, tandis que les sédiments plus fins se déposent à une plus grande distance de la côte. C'est ainsi que s'ébauchent les régions de dépôts de même âge mais de composition différente. Avec la variation de la vitesse de soulèvement du secteur continental et de sa configuration, l'apparition de nouveaux compartiments émergés et la disparition d'anciens, la répartition de régions d'accumulations à composition lithologique différente se modifie : là où la sédimentation était fine commencent à se déposer des sédiments plus grossiers, la largeur de la bande de dépôts de telle ou telle composition autour des îlots continentaux devient différente. Ce phénomène influe sur la variation de la composition des roches sédimentaires en profondeur et latéralement.

Les problèmes se rapportant aux relations de la nature et de l'épaisseur des dépôts avec les mouvements oscillatoires du sol sont étudiés dans les cours de tectonique, de pétrologie et de paléogéographie.

DISPOSITION DES ROCHES SÉDIMENTAIRES EN STRUCTURE MASSIVE

Quoique généralement les roches sédimentaires se disposent en couches stratifiées on rencontre quelquefois des gisements non stratifiés se présentant sous forme de structure massive. Cette disposition est caractéristique aux calcaires récifaux formés par des colonies de Polypiers, d'Algues, de Bryozaires, d'Archaeocyathus. Les accumulations de ces colonies d'organismes portent le nom de biohermes.

Les biohermes se présentent en dômes, en lentilles, en champignons. Ces biohermes sont en général entourés de bancs de calcaires détritiques formés aux dépens de récifs coralliens. Ces bancs présentent toujours un pendage s'abaissant du récif vers l'extérieur. L'intérêt des biohermes est donc non seulement dans la structure massive de leur forme de gisement mais également dans l'influence qu'ils exercent sur la disposition des roches voisines : la disposition originale de ces dernières peut être non pas horizontale mais inclinée. Il existe des régions dans lesquelles les biohermes se sont formés au cours de longues périodes géologiques et, par conséquent, sont observés dans des couches d'âge différent (voir fig. 1). Mais dans l'ensemble la structure de l'écorce terrestre est très peu affectée par des roches sédimentaires se présentant en structure massive.

Chapitre 2

NOTIONS ÉLÉMENTAIRES SUR LES DÉFORMATIONS ET LA DESTRUCTION DES CORPS SOLIDES

Les *dislocations* de masses rocheuses se divisent en *dislocations continues* et *dislocations discontinues*. Dans le premier cas la disposition des roches est modifiée sans solution de continuité, tandis que dans le second les roches présentent des ruptures.

Les dislocations continues et discontinues n'affectent les masses rocheuses que sous l'influence de l'application de charges, autrement dit de forces. On étudie ces phénomènes en physique et dans les diverses disciplines techniques en relation avec des différentes sortes de matériaux. Dans ce but on s'efforce de découvrir quelles sont les propriétés des matériaux qui influent sur leur aptitude de modifier leur forme ou de se briser et on élabore ainsi la théorie de ces phénomènes. Il est naturel que pour la bonne compréhension des conditions de formation des dislocations tectoniques il soit nécessaire d'acquérir au moins des notions sommaires sur des phénomènes analogues, rassemblées par les physiciens et les techniciens.

On doit cependant remarquer qu'une théorie physique rigoureuse des déformations des corps solides n'est actuellement élaborée que pour des déformations faibles de corps homogènes et isotropes. Quant à la théorie des déformations discontinues qui conduit à la brisure des corps solides, elle n'aborde que la phase initiale de formation de la fissure. Or dans l'écorce terrestre on observe des déformations énormes qui affectent des masses rocheuses très grandes présentant en outre un milieu hétérogène et anisotrope. Un facteur important qui influe sur la nature des déformations dans les conditions naturelles est la pesanteur qui dans la théorie physique est négligée car les volumes mis en jeu ainsi que les déformations y sont très faibles. Les ruptures dans les masses rocheuses une fois ébauchées continuent à se développer pendant de longues périodes et ceci concurremment à des déformations plastiques qui continuent dans les compartiments voisins. Les conditions des dislocations tectoniques qui s'observent dans la Nature sont donc beaucoup plus complexes que celles étudiées par la théorie physique.

C'est pourquoi cet exposé se divisera en deux parties. Au début on fera connaissance avec les éléments les plus sommaires des conclu-

sions de la théorie physique des déformations élémentaires des faibles volumes de corps solides homogènes. C'est absolument nécessaire car toute déformation complexe est en fin de compte une somme de déformations élémentaires. Plus tard, après avoir passé en revue les principales formes structurales, on étudiera certaines singularités du mécanisme des déformations tectoniques en rapport avec le fait que ces dernières sont mises en jeu à des échelles et dans des volumes énormes ainsi que dans des conditions de milieu hétérogène et sous l'action de la pesanteur.

NOTIONS GÉNÉRALES

Les forces mécaniques extérieures appliquées à un corps sont également dites de *charge* et peuvent être, de *volume* et de *surface*. L'exemple de *charge volumique* nous est fourni par la force de pesanteur. Dans ce cas les forces sont appliquées à chaque particule élémentaire du corps indépendamment de l'action sur les autres particules. Les forces agissent sur tout volume du corps quelle que soit sa distance de la surface du corps.

Les *charges de surface* s'appliquent à la surface du corps. A leur tour elles peuvent être *réparties* et *concentrées* ou *ponctuelles*. Une charge répartie s'applique à une grande aire de la surface du corps, tandis que la charge ponctuelle agit sur une aire tellement petite que cette dernière à l'échelle de l'expérience menée peut être confondue avec un point.

Un corps soumis à l'action d'une charge et qui conserve sa position dans l'espace (autrement dit se trouve en équilibre et ne subit ni d'accélération rectiligne ni de rotation) voit sa forme se modifier ou son volume varier ou les deux ensemble. Dans la terminologie physique actuelle les variations soit de forme, soit de volume portent le nom de *déformations*. Dans les ouvrages anciens seules des modifications de forme étaient appelées déformations, quant aux variations de volume on appliquait le terme de *dilatation*. Ce terme est quelquefois rencontré chez les auteurs de livres de géologie.

Le phénomène de division du corps solide par une fissure est appelé *désagrégation*.

Le terme géologique de « dislocation » englobe aussi bien les variations de forme des masses rocheuses (c'est-à-dire leurs déformations) que la formation de ruptures dans les roches (autrement dit leur désagrégation). Dans la suite quand on parlera de dislocations tectoniques continues à côté du terme « dislocation » on utilisera le mot « déformation ».

Si en découpant dans un corps déformé un volume quelconque aussi petit que l'on veut, on s'aperçoit que les variations de forme et de volume sont toujours les mêmes, on dit que la déformation est *homogène*. Ainsi si une barre (fig. 7, a) est soumise à une traction uniforme

de façon que la direction de la traction et son intensité (c'est-à-dire le rapport de l'allongement à la longueur primitive du segment concerné) soient en tout point de la barre invariables, on obtiendra une déformation homogène. Si la barre est au contraire soumise à une flexion (fig. 7. *e*) la déformation en ses différents points n'est pas la même : sur la face convexe on observe une extension, sur la face concave, une compression de même direction, tandis que dans la partie

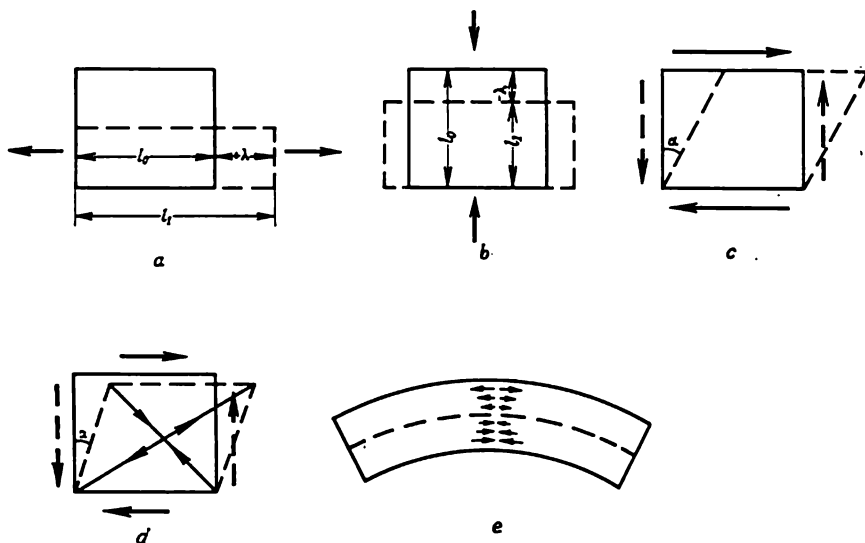


Fig. 7. Charges et déformations élémentaires des corps solides :

Déformations homogènes : *a* — extension ; *b* — compression ; *c* — décrochement simple ; *d* — décrochement pur (on a indiqué par des flèches les diagonales en extension et en compression). Déformation hétérogène : *e* — flexion ; l_0 — longueur primitive du corps ; l_1 — longueur finale du corps ; $+\lambda$ et $-\lambda$ — allongement et raccourcissement absolus ; α — angle de décrochement ; les flèches en pointillé indiquent les forces qui empêchent la rotation du corps.

médiane de la barre il n'y a ni extension, ni compression. Cette déformation est dite *hétérogène*. Toutefois si la déformation est étudiée pour un volume élémentaire et suffisamment petit de cette barre, on peut considérer que dans ces limites la déformation est homogène.

C'est pourquoi en analysant dans la suite des faibles déformations élémentaires on suppose qu'elles sont homogènes pour ces petits volumes.

Il y a deux sortes de déformations homogènes : la *compression-extension* et le *décrochement* (fig. 7). La compression-extension entraîne la diminution ou l'augmentation des dimensions du corps suivant une certaine direction appelée axe de compression ou d'extension. L'intensité de la compression-extension se mesure par le rapport de

la variation (positive ou négative) de la longueur du corps dans la direction donnée à sa longueur primitive suivant la même direction ($\frac{\lambda}{l_0} = \frac{l_1 - l_0}{l_0}$ sur la fig. 7, *a*, *b*). Comme le volume du corps au cours de la déformation ne varie que très peu, la compression le long de l'un des axes s'accompagne d'une extension le long des autres axes. Ainsi un cylindre comprimé le long d'un axe devient plus gros.

Les termes compression et extension conviennent pour désigner des forces, quant aux résultats de leur action on peut les appeler *raccourcissement* et *allongement* du corps.

On appelle décrochement une déformation qui modifie les angles entre les droites tracées dans le corps. Ainsi, une section carrée se transforme après décrochement en une section rhombique. Le décrochement est provoqué par un *couple de forces* c'est-à-dire par deux forces parallèles de sens contraire appliquées à la surface du corps se disposant parallèlement à la direction du décrochement. De plus le corps ne doit pas être animé d'un mouvement de rotation. Ceci peut être obtenu en appliquant au corps deux forces complémentaires suivant les directions indiquées à la figure 7, *c* et *d* par des flèches en pointillé. L'intensité du décrochement est mesurée par la tangente de l'angle de décrochement ($\text{tg } \alpha$) ou au cas d'une intensité très faible par l'angle α de ce décrochement.

On distingue des décrochements *simple* et *pur*. Dans un décrochement simple les arêtes de la section carrée en décrochement se déplacent chacune dans leur propre plan. La distance entre ces arêtes mesurée suivant la normale commune ne varie pas dans ce cas, quant aux arêtes animées du mouvement de rotation leurs dimensions deviennent de plus en plus grandes à mesure que grandit l'angle de décrochement (fig. 7, *c*).

Le décrochement pur est obtenu quand les dimensions de toutes les arêtes se conservent au cours de la déformation (fig. 7, *d*). On peut facilement simuler un tel décrochement en construisant un cadre articulé et en le déformant par déplacement d'un de ces côtés relativement au côté opposé. Dans ce cas la distance entre les arêtes parallèles ne se conserve pas : les arêtes se rapprochent à mesure que l'angle de décrochement augmente.

Puisqu'un décrochement simple d'intensité suffisante est inconcevable pour des corps solides on n'étudiera dans la suite que des décrochements purs. Dans ce cas la notion de déformation élémentaire peut subir une nouvelle simplification. En réalité, un décrochement pur peut être obtenu par compression de la diagonale qui au cours du décrochement se rétrécit et par extension de l'autre diagonale qui au cours de la même déformation s'allonge.

En conséquence toutes les déformations élémentaires homogènes peuvent être ramenées à des raccourcissements et des allongements.

DÉFORMATION ÉLASTIQUE

Les déformations peuvent être *élastiques* et *plastiques* (ou résiduelles). Pour une déformation élastique l'enlèvement de la charge déformante entraîne un retour du corps à la forme initiale. Dans une déformation plastique une fois la charge provoquant la déformation enlevée le corps conserve la forme acquise au cours de la déformation.

Le corps soumis à une déformation élastique résiste à cette déformation et cette résistance doit être vaincue pour obtenir la déformation ambitionnée. Cette résistance montre que pour tout effort extérieur appliqué à tout point du corps ou à toute surface imaginable à l'intérieur du corps il apparaît des forces internes de sens opposés.

Si l'intensité des forces est rapportée à l'unité de surface de la section du corps où ces forces ont apparû (par exemple à 1 cm^2), la grandeur obtenue porte le nom de *contrainte*. Par conséquent, la contrainte est une force rapportée à l'unité de surface.

Il est évident que pour la même charge externe et une même déformation, l'intensité de la contrainte dépend de l'orientation du plan choisi par la pensée au sein du corps déformé. La contrainte sera maximale pour le plan se disposant perpendiculairement à l'axe d'extension et diminuera au fur et à mesure que ce plan pivote en s'approchant de la position parallèle à cet axe. La contrainte tombera à zéro quand le plan deviendra parallèle à l'axe.

L'ensemble de toutes les contraintes existant dans le corps déformé constitue son *état de contrainte*, ou son champ de contraintes.

Puisque toute déformation élémentaire peut toujours être ramenée à un raccourcissement-allongement on peut suivant la théorie de l'élasticité réduire tout état de contrainte homogène aux contraintes de compression-extension suivant trois axes réciproquement perpendiculaires. Ces axes portent le nom d'*axes principaux des contraintes*. Au cours de la déformation ces axes conservent leur position mutuellement perpendiculaire, et d'autre part, la compression et l'extension suivant deux de ces axes principaux ont des valeurs limites, l'une est maximale, l'autre, minimale.

Comme, selon l'hypothèse, la déformation est homogène et isotrope, on voit apparaître dans le corps soumis à une charge des déformations qui correspondent entièrement à la répartition des contraintes et, par conséquent, aux axes principaux des contraintes correspondent en s'y identifiant les *directions principales des déformations*. Le long de ces dernières il se produit des raccourcissements ou des allongements du corps dans des dimensions proportionnelles aux contraintes. Suivant l'une des directions on a un raccourcissement ou un allongement maximal, suivant l'autre, un raccourcissement ou un allongement minimal.

D'où un procédé commode pour obtenir une image des déformations du corps de se servir de l'« ellipsoïde des déformations ». Soit une sphère (fig. 8, A). Elle représente l'état initial (avant la déformation) du corps. Si on applique à la sphère suivant trois axes mutuellement perpendiculaires des forces de compression-extension d'intensité différente, celle-ci se transformera en un ellipsoïde à trois axes (fig. 8, B). Les écarts des dimensions des axes de l'ellipsoïde de la dimension du diamètre de la sphère initiale correspondront aux intensités des déformations suivant les directions principales des déformations. Le plus petit axe de l'ellipsoïde se disposera suivant la direction de la compression maximale et le plus grand, suivant la direction de la compression minimale ou de l'extension maximale.

La possibilité de représenter toute déformation élémentaire au moyen d'un ellipsoïde des déformations et de trois axes principaux simplifie grandement la tâche quand on a l'intention de décrire sommairement une déformation.

Selon que la contrainte s'exerce le long des trois axes ou seulement le long de deux axes en s'annulant le long du troisième ou même, le long d'un seul axe, les deux autres sortant du jeu, on parle d'état de contrainte tri, di et uniaxial. En suivant cet ordre on peut également les désigner par état de contrainte volumique, plan et linéaire.

Etat de contrainte linéaire ou uniaxial. Cet état de contrainte dans son expression pure est inconcevable pour des corps réels ; toutefois de façon approchée, on peut admettre que cet état est susceptible de se réaliser pour une plaque très mince et très étroite soumise à l'extension. Supposons que cette plaque est schématisée à la fig. 9.

Imaginons un certain élément de surface à l'intérieur de cette plaque qui la coupe orthogonalement à sa surface et à celle du schéma. Sur le dessin il est représenté par sa section sous forme d'une droite (MN). Soit P la force (charge) d'extension appliquée à toute la section de la plaque. Alors la contrainte p s'exerçant sur l'élément.

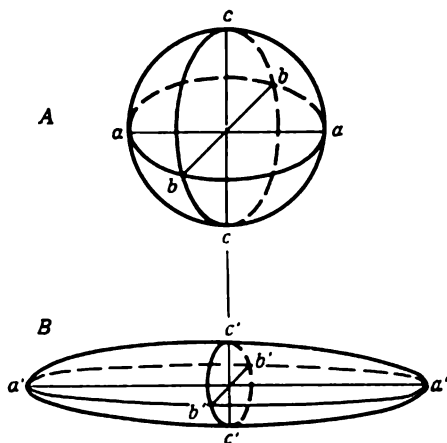


Fig. 8. Ellipsoïde des déformations :

A — forme primitive du corps représentée sous l'aspect d'une sphère ; B — ellipsoïde de transformation de la sphère A après déformation (ellipsoïde des déformations). Les diamètres de la sphère aa , bb , cc deviennent les axes de l'ellipsoïde ; $a'a'$ — grand axe (axe d'allongement maximal), $b'b'$ — axe moyen, $c'c'$ — petit axe (axe de raccourcissement maximal). Les axes de l'ellipsoïde sont les directions principales des déformations.

de surface MN ¹⁾ sera :

$$p = \frac{P}{F_\varphi} = \frac{P \cos \varphi}{F},$$

où F est l'aire de la section droite de la plaque (MQ sur la fig. 9), autrement dit, perpendiculaire à l'axe d'extension; F_φ , l'aire de l'élément de surface MN ; φ , l'angle entre la section normale et l'élément de surface MN .

La contrainte p constitue la contrainte totale sur l'élément de surface. Elle peut être décomposée en deux composantes: la contrainte normale (σ_φ) agissant suivant la normale à l'élément de surface MN et la contrainte tangentielle (τ_φ) contenue dans le plan de l'élément de surface.

Exprimons la contrainte totale p et ses composantes, les contraintes normale σ_φ et tangentielle τ_φ en fonction de la contrainte dans la

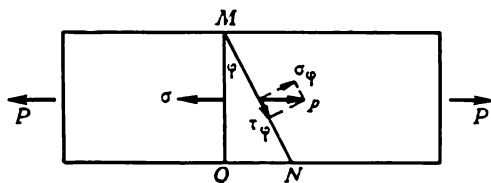


Fig. 9. Représentation schématique des contraintes normale et tangentielle sur une plaque MN soumise à une extension uniaxiale.

section droite de la plaque. Cette dernière est évidemment totale et en même temps normale, car la contrainte tangentielle dans la section perpendiculaire à l'axe d'extension ne peut exister. Désignons cette contrainte par σ . Dans ce cas

$$p = \frac{P}{F_\varphi} = \frac{P \cos \varphi}{F} = \sigma \cos \varphi,$$

$$\sigma_\varphi = p \cos \varphi = \sigma \cos^2 \varphi,$$

$$\tau_\varphi = p \sin \varphi = \sigma \sin \varphi \cos \varphi = \frac{\sigma}{2} \sin 2\varphi.$$

Ces expressions permettent de définir le rapport des quantités σ_φ et τ_φ pour des angles φ différents. De même on peut définir pour quels angles les contraintes normales et tangentielles dans l'élément de surface sont maximales.

Il est facile de voir que σ_φ est maximale pour $\varphi = 0$. Alors $\sigma_\varphi = \sigma = \sigma_{\max}$. Or les contraintes tangentielles sont maximales pour $\varphi = 45^\circ$.

¹⁾ Partout dans les formules les surfaces sont remplacées par leurs projections sur le plan à deux dimensions du dessin.

L'angle φ peut être orienté soit dans un sens, soit dans l'autre ; il existe donc toujours deux directions conjuguées dans le plan (en section ce sont des droites) qui supportent les contraintes tangentielles maximales. Ces directions sont mutuellement perpendiculaires et chacune forme un angle de 45° avec l'axe d'extension (fig. 10).

Simultanément on constate que

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma}{2}.$$

Pour $\varphi = 90^\circ$ il n'y a pas de contraintes : $\sigma_\varphi = 0$ et $\tau_\varphi = 0$.

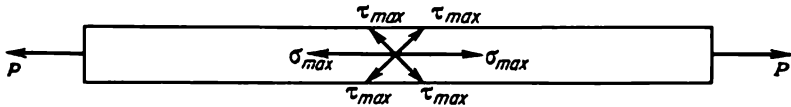


Fig. 10. Disposition des contraintes maximales normales et tangentielles dans le cas d'une extension uniaxiale.

Les mêmes raisonnements sont valables pour les cas d'une compression uniaxiale. Cependant il est nécessaire de s'entendre sur la signification des signes pour pouvoir différencier une extension d'une compression. *Il est admis de considérer l'extension comme contrainte positive et la compression comme négative.*

Etat de contrainte biaxial, ou plan. On peut admettre approximativement qu'un tel état de contrainte apparaît dans une plaque mince soumise dans son plan à la compression-extension le long de deux axes respectivement perpendiculaires (fig. 11).

Dans ces conditions il existe deux contraintes normales extrêmes : σ_1 et σ_2 . Il est admis que $\sigma_1 \geq \sigma_2$. Puisque l'extension est toujours positive et la compression toujours négative, l'extension quelque soit sa grandeur sera toujours représentée par σ_1 au cas où σ_2 est une compression. Si les deux contraintes extrêmes sont des extensions, σ_1 répondra à l'extension maximale. Si par contre les deux contraintes extrêmes sont des contraintes de compression, alors σ_1 correspondra à la compression arithmétique minimale car (le signe des compressions étant négatif) algébriquement elle sera maximale.

La contrainte tangentielle maximale ($\tau_{\max}$) s'observera suivant deux directions conjuguées constituées par les bissectrices se dispo-

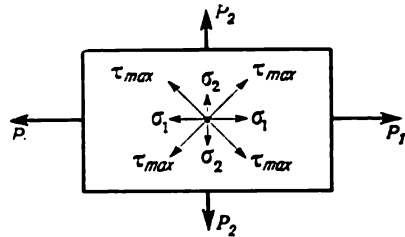


Fig. 11. Représentation schématique des contraintes maximales normales et tangentielles dans le cas d'une extension biaxiale.

sant entre les deux axes de compression-extension, autrement dit entre deux directions suivant lesquelles agissent σ_1 et σ_2 .

La contrainte tangentielle maximale sera dans ce cas

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$$

Cette formule montre que la contrainte tangentielle n'apparaît que dans le cas où $\sigma_1 \neq \sigma_2$, c'est-à-dire si les contraintes normales sont différentes en quantité ou en signe. Si la plaque est soumise

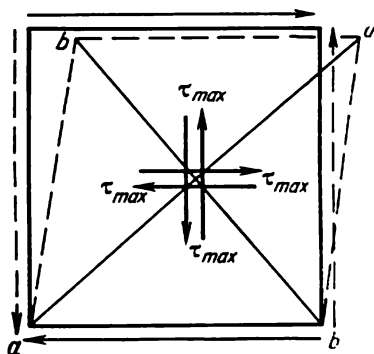


Fig. 12. Représentation schématique des contraintes tangentielles maximales au cours d'un décrochement pur: aa — axe d'allongement maximal; bb — axe de raccourcissement maximal.

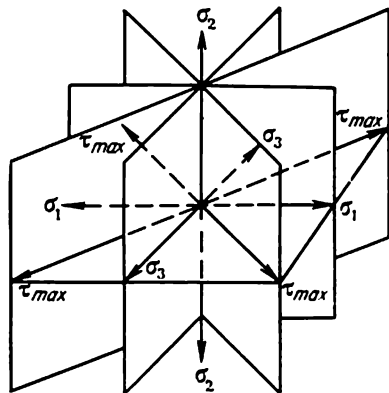


Fig. 13. Représentation schématique des contraintes maximales normales et tangentielles dans le cas d'une extension triaxiale.

suivant les deux axes à une même extension ou à une même compression, alors les contraintes tangentielles n'apparaissent pas.

Comme on a assimilé un décrochement pur à l'action d'une compression-extension tous les raisonnements antérieurs sont applicables au cas du décrochement. Il convient seulement de se rappeler que dans un décrochement pur la compression et l'extension agissent suivant les diagonales d'un carré conventionnel qui se transforme en rhombe. En cherchant la direction de la contrainte tangentielle maximale pour un décrochement, relative au couple de forces principal ayant entraîné le décrochement, on trouvera que l'une des directions est parallèle à ce couple de forces, quant à l'autre, qui lui est conjuguée, elle est perpendiculaire au couple (fig. 12).

Etat de contrainte triaxial ou de volume. Dans ce schéma on a les contraintes normales maximale, moyenne et minimale qui agissent le long des axes principaux des contraintes et sont notées σ_1 , σ_2 et σ_3 . Dans ce cas on a toujours

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3.$$

Les contraintes tangentielles maximales apparaîtront pour des éléments de surface dont l'orientation permet de diviser l'angle entre les axes σ_1 et σ_3 en deux parties égales. Ces directions bissectrices sont évidemment au nombre de deux (fig. 13). L'intensité de la contrainte tangentielle maximale sera $\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$. Pour la détermination des contraintes normales maximale et minimale il faut se rappeler la règle des signes donnée plus haut.

Pour d'autres directions on observera des contraintes tangentielles intermédiaires. C'est ainsi que pour les directions bissectrices de l'angle des contraintes σ_1 et σ_2 on observera des contraintes tangentielles égales à $\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ et pour les directions bissectrices des contraintes σ_2 et σ_3 des contraintes tangentielles égales à $\frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}$.

Des relations précédentes on peut déduire que si σ_1 et σ_3 sont égales, c'est-à-dire $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$ (car σ_2 en quantité occupe une situation intermédiaire entre σ_1 et σ_3), les contraintes tangentielles n'apparaissent pas. C'est le cas d'une compression ou extension uniforme et harmonieuse. Un exemple nous est fourni par un corps plongé dans l'eau et soumis à une pression hydrostatique. Dans les conditions d'une pression hydrostatique on n'observe pas de contraintes tangentielles. Pour que celles-ci apparaissent il faut que des variations se manifestent entre des contraintes appliquées suivant les différents axes principaux. Cette différence peut s'exprimer par des valeurs arithmétiques inégales entre les contraintes ou bien par une opposition de signes ou encore par les deux ensemble. Cette différence entre les contraintes est quelquefois appelée dans les ouvrages de géologie *facteur stress*. Les physiciens l'appellent charge différentielle. C'est ainsi qu'au cours des essais des matériaux dans des conditions de hautes pressions ces derniers s'expriment par des compressions uniformes, et le facteur stress ou la charge différentielle qui se définit par l'écart des contraintes le long de l'un ou l'autre axe de contrainte uniforme.

Relation liant la déformation élastique aux contraintes. Comme on le sait la déformation élastique est régie par la loi de proportionnalité dite *loi de Hooke*. D'après cette loi la déformation élastique est proportionnelle à la contrainte :

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E},$$

où ε est la quantité de déformation élastique et σ , la contrainte. Au cas d'une déformation compression-extension cette dernière est une contrainte normale, tandis que dans le cas d'un décrochement le même terme exprime une contrainte tangentielle. Le coefficient de proportionnalité E est appelé module de Young. L'inverse de cette

grandeur $\alpha = \frac{1}{E}$ est dit coefficient d'élasticité. L'intensité de la déformation est proportionnelle à ce coefficient : $\varepsilon = \alpha\sigma$. Ces grandeurs caractéristiques varient selon le matériau considéré ainsi que selon la nature de la charge : il existe des modules d'extension, des modules de compression et des modules de décrochement qui prennent des valeurs différentes pour un même type de matériau.

Dans le cas idéal la déformation élastique, si la charge est appliquée instantanément, se répand immédiatement dans tout le corps (ou plutôt à la vitesse de transfert des ondes élastiques). De même, cette déformation doit disparaître instantanément aussitôt que cesse l'action de la charge sur le corps.

En réalité dans des corps naturels le processus de déformation et du retour à l'état initial se ralentit quelque peu par suite de la manifestation des *posteffets de l'élasticité*. Ces derniers consistent en un ralentissement prolongé et progressif de l'accroissement de déformation après une période de leur rapide intensification. C'est seulement une fois ce laps de temps écoulé que la déformation devient stable. La charge une fois enlevée le corps commence à reprendre sa forme initiale d'abord rapidement, puis plus lentement, jusqu'à la pleine restitution de sa forme antérieure.

DÉFORMATION PLASTIQUE

Dans le cas général la déformation plastique suit l'élastique si l'on augmente les contraintes. Ces dernières peuvent atteindre la *limite de proportionnalité* au-delà de laquelle la loi de Hooke est

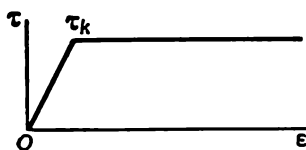


Fig. 14. Courbe des déformations d'un corps plastique idéal :

τ — contrainte; ε — déformation;
 τ_k — seuil d'élasticité (ou de plasticité).

inapplicable. Cette limite porte également le nom de seuil d'élasticité ou bien de seuil de plasticité ¹⁾. Dans le cas d'un corps idéal au point de vue de la plasticité la courbe de déformation aura l'aspect de la fig. 14.

Le premier segment de la courbe ($O - \tau_k$) correspond à la déformation élastique. Cette dernière (ε) croît proportionnellement à la contrainte (τ). En ce cas il s'agit de contraintes tangentielles (généralement notées τ) puisque, comme on le verra ci-dessous, la déformation plastique est liée aux contraintes tangentielles. Ces dernières peuvent partout être remplacées par la demi-différence des contraintes normales maximale et minimale ($\frac{\sigma_{\max} - \sigma_{\min}}{2}$). Aussitôt

¹⁾ Il existe des différences entre le contenu de ces trois notions (limite de proportionnalité, seuil d'élasticité et seuil de plasticité) mais on les négligera dans ce qui va suivre.

que la contrainte atteint le seuil d'élasticité τ_k la loi de proportionnalité cesse d'agir et le corps commence à se déformer de façon plastique sans qu'il soit nécessaire d'augmenter la contrainte. Il peut ainsi se déformer indéfiniment. La vitesse de cette déformation est dans ce cas fonction de la viscosité du corps.

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\tau}{\eta},$$

où $\dot{\varepsilon}$ est la vitesse de déformation, τ la contrainte, η la viscosité. La *viscosité* qui porte également le nom de frottement interne est la propriété du corps d'offrir une résistance au déplacement relatif des parties. Elle s'exprime en poises. Plus la viscosité est grande plus la résistance qu'offre le corps à la déformation plastique est importante. A titre d'exemple indiquons que la viscosité de l'eau est 0,01 poise, de la glycérine 8,5 poises, de l'argile très humide 1000 poises et des roches jusqu'à 10^{24} poises. La propriété opposée à la viscosité est la *fluidité* des corps. Pour accroître la déformation plastique du corps dont la viscosité ne varie pas il faut augmenter la contrainte. Et, inversement, si la déformation plastique croît sous l'influence d'un facteur externe au corps, la contrainte au sein du corps augmente.

Il faut souligner une différence de principe entre le module de Young (ou le module de traction), d'une part, et la viscosité et la fluidité, d'autre part. Le module détermine l'*intensité* de la déformation élastique, quant à la viscosité et à la fluidité, elles fixent la vitesse de la déformation plastique. L'intensité de la déformation pour un corps de plasticité idéale peut être aussi grande que l'on veut : plus la déformation se poursuit, plus elle est grande.

La limite de l'élasticité pour des corps différents (et pour les mêmes corps pour des pressions et températures variées) peut être extrêmement diverse. Il existe des corps dont le seuil d'élasticité est très bas et s'approche du zéro. Ces corps commencent à se déformer d'une façon permanente pour des contraintes extrêmement faibles, et la déformation élastique n'y joue presque aucun rôle. Ces corps sont dits visqueux. Leur déformation est qualifiée d'*écoulement visqueux*. On les considère habituellement comme des liquides (liquide de Newton) en les opposant aux corps solides plastiques possédant un seuil d'élasticité bien marqué. En comparant les corps plastiques aux seuils d'élasticité différents on peut parler de corps relativement plus moux et plus durs. Les premiers possèdent un seuil d'élasticité plus bas que les seconds. Ces définitions de mollesse et de dureté sont très relatives.

Comme la vitesse de déformation plastique des corps solides dépend, de la même façon que la vitesse d'écoulement des liquides visqueux, de la propriété qui dans les deux cas est appelée viscosité, les corps possédant un seuil d'élasticité sont également nommés corps visco-plastiques (« corps de Bingham »).

Dans la théorie des déformations on distingue un corps aux propriétés intermédiaires à la fois élastique et visqueux (« corps de Maxwell »). Les déformations élastique et plastique s'y développent simultanément (en commençant en même temps) pour des contraintes minimales.

Les roches sont des corps complexes aux propriétés changeantes et indéterminées (pour plus de détail voir ch. 10). On ne peut leur appliquer un modèle rhéologique ¹⁾ de corps. Dans la plupart des cas ils peuvent être considérés comme des corps visco-plastiques possédant un seuil de plasticité bien marqué. Cependant dans nombre de cas on peut leur appliquer un modèle de corps élasto-visqueux ; quant aux roches très « molles » (qui peuvent être non seulement des argiles humides ou des roches salines mais également des roches métamorphiques en état de recristallisation) elles se conduisent fréquemment comme des liquides visqueux et leurs déformations sont plutôt régies par des lois de l'hydrodynamique que par celles de la mécanique des corps solides.

Ces différents corps se conduisent évidemment de façon différente une fois la charge supprimée. Dans les corps visco-plastiques et élasto-visqueux avec la suppression de la charge la déformation élastique disparaît et seule se conserve la déformation plastique sous forme de déformation résiduelle. Dans les corps visqueux la déformation élastique est absente et par conséquent toute la déformation est résiduelle qui se conserve après la suppression de la charge.

Relaxation et écoulement plastique. Si on soumet un corps solide à l'action d'une charge qui fait apparaître une contrainte au-dessous du seuil d'élasticité, puis, on entretient pendant un temps suffisamment long la déformation acquise, alors, comme le montrent les observations, il faudrait diminuer progressivement la charge, et par suite les contraintes dans le corps, sans quoi la déformation croîtra graduellement. Cette diminution de charge avec le temps pour une intensité de déformation constante est appelée *relaxation*. A mesure que la relaxation se développe, et que la contrainte nécessaire pour maintenir une déformation donnée diminue, le corps perd de plus en plus la faculté de reprendre sa forme primitive. A la fin, quand les contraintes dans le corps s'abaissent jusqu'à s'annuler, le corps perd complètement sa faculté de réversibilité et malgré l'absence de charge conserve la forme qui lui a été communiquée au cours de la déformation.

Par conséquent, la relaxation aboutit à la conservation des déformations et à la transformation graduelle de la déformation élastique en résiduelle, ou plastique. La déformation élastique se résout en

¹⁾ Rhéologie, science de l'écoulement de la matière et de sa déformation sans rupture.

quelque sorte et est remplacée progressivement par la déformation plastique.

Le mécanisme de ce processus peut schématiquement être représenté de la façon suivante. Tout corps est constitué de particules, atomes, ions ou molécules. Ces particules sont reliées entre elles par des forces physico-chimiques (liaisons électriques, de valence, ioniques, etc.) de manière à constituer un arrangement de particules le

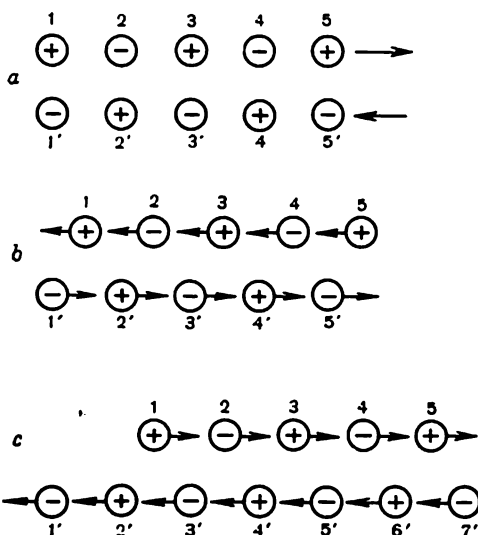


Fig. 15. Schéma du mécanisme de la transformation d'une déformation élastique en plastique :

a — état initial (les flèches indiquent le sens des charges appliquées); b — état de déformation élastique (les flèches indiquent le sens du déplacement des particules une fois enlevée la charge); c — le seuil d'élasticité est dépassé; les particules tendront à se fixer dans d'autres positions en se déplaçant dans les directions indiquées par les flèches.

plus stable. Or, ces particules sont constamment en agitation thermique autour d'une position moyenne. Imaginons deux couches de ces particules reliées, par des liaisons ioniques, par exemple, deux à deux comme il est montré à la figure 15, a. Quand on soumet le corps à une charge, l'une des couches glisse sur l'autre (fig. 15, b). Or, les particules tendent à revenir à leur position d'équilibre la plus stable, il se crée donc des contraintes qui une fois la charge supprimée feront revenir le corps à son état initial. Mais si l'action de la charge sur les couches de particules dérangées dure suffisamment longtemps on voit entrer en jeu l'effet statistique de l'agitation thermique des particules. De temps en temps ces dernières peuvent effectuer des bonds à des distances si grandes que les particules s'y retrouvent en des positions d'équilibre aussi stables que leur position

initiale. C'est ainsi que, dans le modèle proposé, on a supposé que les particules étaient liées deux à deux il est donc évident qu'il importe peu quelles particules sont reliées ensemble pourvu qu'elles soient de signes contraires. Donc la particule $+1$ peut bondir près de la particule $-3'$ et la particule $+2'$ près de la particule -4 , etc. Puisqu'à ces nouvelles places les particules sont en position stable elles s'y fixeront à demeure et une partie de contraintes sera levée et, par suite, une partie de déformations élastiques se transformera en déformations plastiques (fig. 15, c).

L'agitation thermique des particules est un phénomène statistique dans lequel les bonds lointains s'effectuent avec des intervalles obéissant à une certaine moyenne statistique. Et il est évident que plus le temps écoulé sera long plus le nombre de particules ayant occupé des positions plus favorables sera grand et plus la partie de contraintes supprimées sera importante.

Le phénomène de relaxation éclaire sous un jour nouveau le mécanisme de la déformation plastique. On peut donc considérer que cette dernière n'est pas la conséquence directe de l'apparition de contraintes au sein du corps soumis à une charge. C'est la déformation élastique qui est une fonction directe des contraintes apparaissant dans le corps solide. En fait les contraintes et la déformation élastique ne sont que deux aspects d'un même phénomène : déplacement des particules relativement à leur position d'équilibre la plus stable. Quant à la déformation plastique elle incarne la « transformation » d'une déformation élastique au cours du réarrangement des particules. Le phénomène de la déformation plastique peut être défini comme la conséquence statistique de multiples actions de réapparition de la déformation élastique et de sa transformation en déformation résiduelle.

Un corollaire particulièrement intéressant apparaît quand la vitesse de déformation est donnée une fois pour toutes, phénomène propre aux processus géologiques. Puisque la déformation croît constamment, les contraintes doivent aussi augmenter proportionnellement. Or ces dernières se « résorbent » constamment et, par suite, la vitesse d'accroissement des contraintes dépend pratiquement du rapport entre la vitesse de déformation et la vitesse de « résorption » des contraintes du fait de la relaxation. L'accroissement des contraintes pour une vitesse donnée de déformation est en relation avec le module d'élasticité, quant à la vitesse de relaxation elle est fonction de la durée de relaxation qui dépend de la nature du matériau concerné et des conditions du milieu. On appelle durée de relaxation le laps de temps durant lequel la contrainte initiale, pour une déformation donnée, diminue de 2,7 fois (ce chiffre est la base du logarithme népérien).

Pour une durée de relaxation et un module d'élasticité donnés on peut assortir une vitesse de déformation pour laquelle les contrain-

tes ne croîtront plus. Elles resteront constantes, car l'accroissement de contraintes dû à l'augmentation des déformations aura le temps de se résorber complètement. C'est justement ce qu'on observe au cours du phénomène d'*écoulement plastique* (fluage) des matériaux solides. Si on soumet un corps à une charge qui fait apparaître en son sein des contraintes inférieures au seuil d'élasticité, tout en maintenant cette charge un temps suffisamment long, on constatera un accroissement lent et continu de l'intensité de la déformation, et, cet accroissement complémentaire sera résiduel. Il se produit dans ce cas une transformation continue d'une partie de la déformation élastique en plastique et, simultanément, un accroissement de la déformation élastique jusqu'à l'intensité antérieure puisque la charge est maintenue.

Par conséquent, le fluage (écoulement plastique) est la propriété des corps solides de se déformer plastiquement sous des contraintes inférieures au seuil d'élasticité, mais à la condition que ce phénomène se prolonge suffisamment longtemps. La vitesse de déformation dans ce cas est fonction du module d'élasticité, de la viscosité et du temps de relaxation du matériau.

Le phénomène de fluage peut être représenté au moyen de courbes en coordonnées de l'intensité de déformation (axe des ordonnées) et de temps (axe des abscisses). Ces courbes ont une forme caractéristique (fig. 16). Après une déformation instantanée (le segment *AB*), qui apparaît au moment de l'application de la charge, suit une « première période d'écoulement plastique » durant laquelle la vitesse de déformation s'abaisse jusqu'à une valeur constante (segment *BC*). La « seconde période d'écoulement plastique » est la période centrale (segment *CD*). Elle se caractérise par une vitesse de déformation presque constante. Cette vitesse est fonction de la viscosité du matériau, et, c'est pourquoi, les mesures de la vitesse de l'écoulement plastique sur ce segment de la courbe sont utilisées pour la détermination de la grandeur de la viscosité. Enfin la « troisième période d'écoulement plastique » se caractérise par un accroissement de la déformation (segment *DE*) qui aboutit à la désagrégation du corps. Les phénomènes qui accompagnent ce stade de l'écoulement plastique seront étudiés dans la suite de l'exposé.

Avec la variation de la charge les courbes de fluage d'un même matériau dans des conditions de pression et de température uniformes présentent des courbures différentes (fig. 17). Avec l'augmentation de la charge la courbe devient plus raide, autrement dit, la dé-

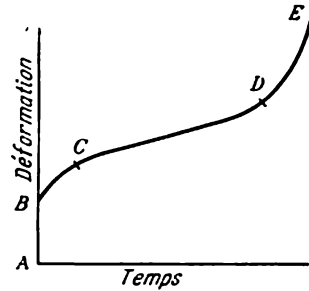


Fig. 16. Courbe idéale du fluage (écoulement plastique).

formation se développe plus vite et la désagrégation arrive plus tôt. Pour des petites charges la déformation grandit lentement mais peut se développer extrêmement longtemps sans signes de désagrégation du corps.

L'écoulement plastique signifie en quelque sorte que le seuil d'élasticité dépend du temps écoulé. En prolongeant l'expérience on peut utiliser des charges de plus en plus faibles et observer une déformation plastique sensible du corps. Toutefois une question reste en

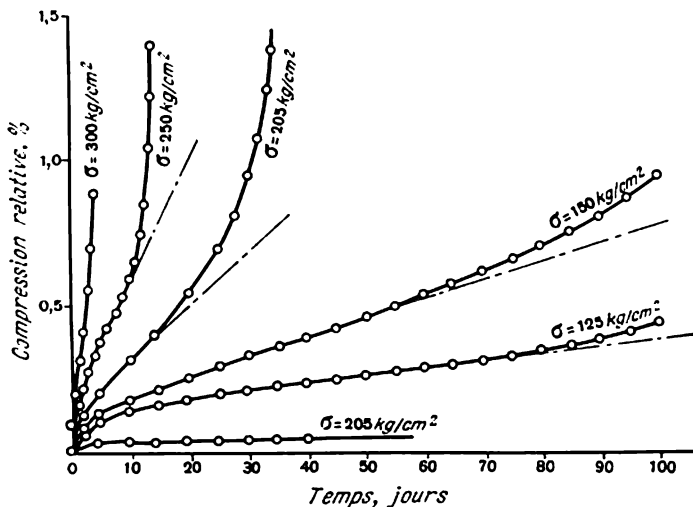


Fig. 17. Courbes de fluage du gypse soumis à des charges différentes (d'après D. Griggs).

suspens : y a-t-il un *seuil d'écoulement plastique*, c'est-à-dire existe-t-il une contrainte minimale au-dessous de laquelle un prolongement indéfini de l'expérience ne fera pas apparaître de déformation plastique. Ou bien la déformation plastique se manifestera aussi petite que soit la charge, pourvu que l'expérience dure suffisamment longtemps ?

La plupart des chercheurs estiment qu'un seuil de l'écoulement plastique doit exister et qu'il est impossible de déformer un corps avec des contraintes aussi petites que l'on veut. Dans la pratique, il est logique d'accepter la notion de seuil de fluage, car le temps, même à l'échelle géologique, est limité. Des déformations qui exigent pour se manifester des périodes se mesurant en plusieurs milliards d'années ne présentent pas, évidemment, d'intérêt pour l'étude.

Quoiqu'il en soit l'écoulement plastique est d'un grand intérêt pour le géologue car son action durant des temps géologiques aboutit à d'énormes déformations de masses rocheuses avec des charges relativement faibles.

Simulation des déformations tectoniques. Il est évident que dans les conditions naturelles les roches se déforment particulièrement lentement. Le plissement des couches s'étale sur des centaines de milles et peut être même des millions d'années. Reproduire en laboratoire un tel phénomène dans le but de son étude détaillée est absolument impossible vu la longueur du temps nécessaire. Or on a vu que la vitesse des déformations est inversement proportionnelle à la viscosité. On peut donc en agissant sur la viscosité augmenter la vitesse des déformations. Par conséquent, si on modifie les propriétés du matériau on peut créer un modèle utilisable dans les conditions de laboratoire pour l'étude des déformations tectoniques et qui rappellerait celui qu'on rencontre dans la Nature tout en exigeant beaucoup moins de temps.

L'application à ce cas des règles de la similitude des phénomènes physiques dont on n'exposera pas la théorie montre que pour que la similitude soit respectée il faut non seulement tenir compte du facteur temps, c'est-à-dire de la différence entre la durée des déformations sur le modèle et dans la Nature, mais également du facteur dimension, c'est-à-dire du rapport entre les dimensions du modèle et la grandeur nature de l'objet.

C'est ainsi qu'après simulation des déformations plastiques lentes en négligeant les forces d'inertie et en faisant jouer comme facteur déterminant de la vitesse de déformation la viscosité on obtient la relation suivante :

$$C_{\eta} = C_{\rho} \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t,$$

où C_{η} , C_{ρ} , C_g , C_l , C_t sont des indices (c'est-à-dire des rapports entre le modèle et l'objet en grandeur nature) de la viscosité (C_{η}), de la densité (C_{ρ}), de l'accélération de la pesanteur (C_g), des dimensions (C_l) et de la durée (C_t) du phénomène. Si la simulation est réalisée dans le champ de gravité terrestre normal l'indice C_g est égal à l'unité. Si la simulation, au contraire, est réalisée dans une centrifugeuse où sont créées des accélérations qui remplacent la force de la pesanteur l'indice C_g n'est pas égal à l'unité. De la formule donnée plus haut, il découle que si l'indice de durée est 10^{-11} (c'est-à-dire qu'une heure dans l'expérience équivaut à 10 millions d'années dans la Nature), l'indice de dimensions se montant à 10^{-4} (c'est-à-dire qu'à 10 cm du modèle correspond 1 km de l'objet en grandeur nature), les densités du modèle et de l'objet réel étant à peu près identiques (c'est-à-dire que l'indice de densité est proche de l'unité), alors l'indice de viscosité est égal à 10^{-15} (l'expérience étant réalisée sans centrifugeuse). Si la viscosité moyenne des roches dans la partie supérieure de l'écorce terrestre est égale à 10^{18} poises, la viscosité du matériau de simulation devrait être de l'ordre de 10^3 poises. C'est la viscosité d'une argile très humide par exemple ou de la vaselinc. Ce sont des matériaux « équivalents » qui sont utilisables dans des

simulations en petit format pour des reproductions en un court temps des déformations qui dans la Nature exigent des temps énormes et concernent des masses considérables.

Dans cet exemple on a procédé à des simplifications importantes. On a négligé certaines propriétés des corps (par exemple, l'existence d'un seuil d'élasticité, du temps de relaxation, la dépendance de la viscosité des contraintes, etc.) qui influent plus ou moins sur les déformations. Néanmoins ce modèle réduit fournit une représentation suffisamment approchée du phénomène naturel. Les rapports mentionnés furent à maintes reprises utilisés pour des simulations de différentes déformations tectoniques et tout particulièrement des percées de plis diapires ou des déformations relevant de la tectonique d'écoulement. Certaines de ces expériences seront dans la suite décrites en plusieurs endroits du livre.

Les calculs de la viscosité du matériau susceptible d'être utilisé dans des modèles réduits peuvent également donner une idée du comportement des roches dans des conditions naturelles. L'imagination humaine est inopérante quand il s'agit de périodes mesurables par des centaines de milles et des millions d'années. Il est plus facile d'imaginer des processus de durée de l'échelle humaine. En adoptant ces échelles on doit se représenter les roches sous forme de substances très molles telles des graisses consistantes ou des vaselines. Et on pourra alors mieux concrétiser la nature des déformations observées dans l'écorce terrestre.

Variation de volume au cours des déformations. La déformation élastique s'accompagne toujours d'une variation de volume du corps déformé. Si ce sont des charges de compression qui dominent le volume du corps diminue, si au contraire ce sont des charges d'extension, il augmente. Les modifications du volume s'expliquent par le fait qu'au cours des déformations élastiques l'allongement ou le rétrécissement suivant l'un des axes n'est pas équivalent au rétrécissement ou l'allongement suivant les deux autres axes (au cas d'application uniaxiale de la charge).

On a vu que la contrainte d'extension provoque le long de son axe un allongement proportionnel (λ) de la barre en rapport avec le coefficient d'élasticité. En même temps la même contrainte entraîne la contraction des dimensions transversales de la barre suivant les deux autres axes. Cette contraction est proportionnelle à la contrainte

$$\frac{\Delta d}{d} = \beta \sigma,$$

où β est le coefficient de rétrécissement transversal pour un allongement longitudinal. Le rapport $\nu = \frac{\beta}{\lambda}$ est appelé coefficient de Poisson. Il est toujours inférieur à 0,5 et pour la plupart des corps homogènes et isotropes il est proche de 0,25. Ce coefficient indique quelles

sont les transformations de volume d'un corps pour des déformations élastiques.

Les déformations élastiques sont toujours petites, or les variations de volume sont du même ordre de grandeur et pour de telles déformations ne doivent jamais être négligées. Les déformations plastiques, par contre, sont généralement plus importantes que les déformations élastiques. Puisqu'elles sont le résultat de réabsorption de déformations élastiques elles n'entraînent pas de modifications de volume. Ce dernier ne varie que si la déformation est en phase de développement et, par conséquent, conserve encore sa composante élastique (« noyau élastique ») qui n'a pas eu le temps de passer à la plastique. Aussitôt qu'à l'achèvement de la déformation la relaxation aura



Fig. 18. Schéma des déplacements observés dans un fil subissant une extension plastique.

complètement remplacé la déformation élastique par la plastique, les variations de volume cesseront. Puisque dans les conditions géologiques on a affaire presque exclusivement à des déformations plastiques il est vraisemblablement possible d'ignorer complètement les variations de volume au cours des déformations. Mais ce n'est vrai que dans le cas idéal de masses rocheuses possédant les propriétés des corps parfaitement plastiques. Tout écart des roches de ces propriétés idéales modifie la situation. Ainsi, le fait que la plupart des roches sont poreuses entraîne presque toujours, pendant les déformations plastiques des variations de volume par suite de modification du volume des pores.

Mécanisme de la déformation plastique. La modification de la forme du corps au cours d'une déformation plastique équivaut à un réarrangement des particules composant le corps. On a montré que dans un corps parfaitement isotrope et homogène le réarrangement des particules s'effectue le long des directions de contraintes tangentielles maximales. Suivant ces deux directions conjuguées, se disposant, comme on le sait, sous un angle de 45° par rapport aux directions principales des contraintes, les particules glissent dans des couches superposées en des sens différents, les unes étant refoulées vers l'intérieur du corps, tandis que les autres sont expulsées vers sa périphérie. L'effet global de ces déplacements est une modification correspondante de la forme du corps. Si on étire un fil métallique son allongement plastique se réalise par glissement relatif de feuillets très fins le long de plans inclinés sous un angle de 45° par rapport à l'axe d'extension (fig. 18). Fréquemment à la surface du fil on observe également des stries ou des échancrures se disposant de la même

façon. Ce sont ce qu'on appelle des lignes Tchernov-Luders dont chacune est la marque du glissement de multiples plans microscopiques de glissement des particules.

Un exemple plus complexe est donné à la fig. 19. Dans ce cas les glissements s'effectuent le long de deux directions conjuguées de contraintes tangentielle maximales.

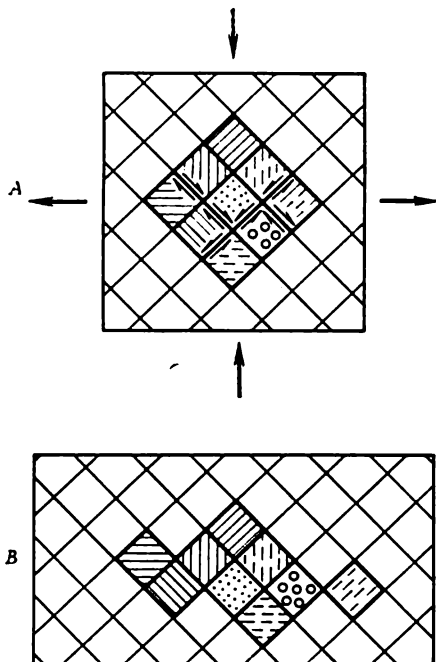


Fig. 19. Plans de glissement apparaissant dans le corps au cours de sa déformation plastique.

La figure A après déformation (voir les flèches extérieures) s'est transformée en la figure B. A l'intérieur de la figure on a choisi 9 éléments carrés et on a montré leurs déplacements mutuels suivant les plans de contraintes tangentielle maximales (voir les flèches intérieures).

Il en résulte donc que la déformation plastique se trouve en relation avec les contraintes tangentielle. Les déplacements relatifs des particules s'effectuent suivant les directions déterminées par les contraintes tangentielle maximales apparaissant au stade des déformations élastiques. En l'absence de contraintes tangentielle la déformation plastique est impossible. C'est ainsi qu'une compression ou une extension uniforme ne peut amener une déformation plastique, car, dans ce cas, il ne se forme pas de contraintes tangentielle : les variations de volume provoquées par des compressions ou des extensions uniformes sont toujours du type élastique. Pour qu'il

y est une déformation plastique il faut qu'intervienne le facteur stress, c'est-à-dire qu'apparaisse une différence de contraintes au moins entre deux axes principaux.

Désagrégation des corps solides (formation de ruptures). Il existe une contrainte dont l'intensité pour un corps donné est critique dans les conditions de l'expérience et qui entraîne la désagrégation du corps qui se brise suivant une fissure. Cette contrainte critique porte le nom de *limite de résistance d'un corps*.

La limite de résistance peut être atteinte lorsque le corps est encore soumis à des déformations élastiques. Dans ce cas la rupture suit immédiatement la déformation élastique et est qualifiée de *rupture fragile*.

Mais la rupture peut avoir lieu et au cas d'une déformation plastique, autrement dit, quand le seuil d'élasticité est atteint. Cette rupture qui suit après un temps la déformation plastique est dite *rupture visqueuse*. La description du mécanisme de la rupture visqueuse exige une information sur le comportement des corps solides réels qui diffère de celui des corps parfaits isotropes et homogènes étudiés dans ce chapitre. C'est pourquoi on reviendra à cette question un peu plus tard.

La rupture du corps peut s'amorcer de deux façons suivant sa position dans le champ des contraintes : sous l'effet d'un *étirement* et par *cisaillement*.

Le premier mode de rupture est provoqué par des contraintes d'étirement normales. Dans ce cas la fissure se forme dans le plan des contraintes d'extension normales maximales.

Le cisaillement (effet tranchant) est le fait de contraintes tangentielles et se manifeste par l'apparition de fissures dans le plan des contraintes tangentielles maximales.

Il faut bien se représenter l'orientation des fissures d'étirement et de cisaillement au cas d'une extension, d'une compression et d'un décrochement (fig. 20). L'orientation des fissures dans le cas d'une extension et d'un décrochement pur ne nécessite pas d'explication particulière : elle découle des propriétés élémentaires du champ de contraintes. Les fissures de cisaillement constituent deux systèmes se disposant suivant les bissectrices des axes de compression et d'extension (c'est-à-dire sous un angle de 45° par rapport à ces axes) quant aux fissures d'étirement (de tension) elles sont perpendiculaires à l'axe d'extension. En cas de compression les conditions ne sont pas propices à la formation de fissures d'étirement. Cependant on peut trouver des exemples chez certains auteurs quand les fissures d'étirement apparaissent suivant des directions des axes de compression et l'expérience le confirme. Ces fissures sont la conséquence du comportement des corps solides réels dans des conditions de l'expérience. Ainsi, par suite des forces de frottement, entre la surface de l'échantillon et les plaques de compression l'échantillon prend une

forme en tonneau dont les surfaces courbes portent des fissures d'étiement.

Au cours d'un décrochement les fissures de cisaillement constituent deux systèmes: l'un parallèle au couple de forces ayant provoqué le glissement et l'autre perpendiculaire à ce dernier. Les fissures

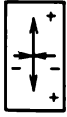
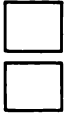
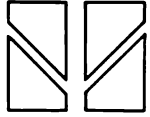
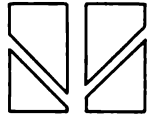
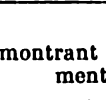
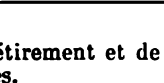
Charges extérieures		Contraintes		Type de rupture en cas de désagrégation	
		$\pm \sigma_{max}$	τ_{max}	de $+\sigma_{max}$	de τ_{max}
Extension					
					
Décrochement					
					

Fig. 20. Schéma montrant la disposition des fissures d'étiement et de cisaillement pour des charges différentes.

Contraintes: σ_{max} — contraintes maximales normales; τ_{max} — contraintes tangentielles maximales.

d'étiement s'orientent sous un angle de 45° par rapport à la direction du couple de forces actif, perpendiculairement à la diagonale allongée du rhombe donné à la figure 7, d.

Il existe deux limites de résistance: l'une pour l'étiement et l'autre pour le cisaillement. La rupture lors de l'accroissement des contraintes s'effectue suivant le mode pour lequel, dans les conditions données, la limite de résistance est la plus faible et, par conséquent, est atteinte avant. On verra plus loin que la position relative des limites de résistance par rapport à l'étiement et au cisaillement dans

l'échelle de contraintes peut varier pour un même type de matériau en fonction de la température et de la pression uniforme, ainsi que de la vitesse de déformation.

La rupture d'étirement est habituellement fragile et celle de cisaillement visqueuse.

Dans une conjoncture géologique un très grand nombre d'importantes ruptures tectoniques sont le fait du cisaillement visqueux, tandis que les ruptures d'étirement fragiles se manifestent principalement sous forme de séries de multiples petites fissures.

Chapitre 3

FORMES SECONDAIRES DE GISEMENT D'ORIGINE NON TECTONIQUE

Il n'est pas facile de distinguer exactement les formes de gisement et les dislocations non tectoniques des tectoniques. On avait l'habitude de ranger dans la catégorie de dislocations non tectoniques celles qui avaient pour origine la pesanteur, tandis que les dislocations tectoniques étaient expliquées par des forces tectoniques de profondeur de compression ou d'extension et étaient reliées aux processus se déroulant dans des zones profondes de l'écorce terrestre. Depuis qu'on a mis en évidence le rôle important de la pesanteur dans des dislocations considérées comme tectoniques (formations de nappes de charriage ou de plis diapirs) ce critère a perdu sa signification absolue. Toutefois on continue à ranger parmi les dislocations non tectoniques celles qui sont dues à la pesanteur lorsqu'il s'agit des formes secondaires du relief contemporain. C'est le cas de glissements et d'éboulements affectant les flancs des vallées actuelles.

Un second critère est l'époque du dérangement de la masse rocheuse, comparée à la date de formation de cette dernière. Si la dislocation a affecté les couches sédimentaires encore non touchées par la diagenèse, qui contiennent beaucoup d'eau et peuvent fluer à la manière d'une vase, on la rapporte à la catégorie d'accidents non tectoniques.

Il faut également tenir compte du volume des masses rocheuses entraînées dans la dislocation ainsi que de leur position par rapport à la surface. Si c'est seulement la structure interne d'une couche ou d'un petit groupe de couches se trouvant près de la surface, qui est dérangée, alors que les couches plus profondes ne sont pas affectées, une telle dislocation sera versée dans la catégorie de phénomènes non tectoniques.

A la même catégorie appartiennent les déformations des bancs isolés dues aux changements de volume par dessiccation, refroidissement ou inondation.

Tous ces critères ont une valeur très relative. Ils sont évidemment propres aux déformations non tectoniques typiques, mais dans un grand nombre de cas intermédiaires certains de leurs traits permettent

de les ranger parmi les accidents non tectoniques, tandis que d'autres en font des accidents tectoniques. C'est ainsi qu'une loupe de très grandes dimensions est difficilement distinguable d'un lambeau de chevauchement de dimensions moyennes, quant au gonflement au fond d'un ravin de matériaux légers et plastiques amenant à la surface le charbon, le sel ou l'argile il ne diffère presque pas par son mécanisme des plis de refoulement (par injection) d'origine tectonique.

Le critère le plus général servant à la discrimination des dislocations non tectoniques des tectoniques est le gisement désordonné des premières comparées à l'ordre régissant l'agencement des secondes. Les formes tectoniques de gisement se groupent habituellement en des systèmes réguliers. Dans ces systèmes on discerne une disposition bien caractéristique des couches, une certaine alternance de plis et de failles ou de plis d'ordre et de types différents, etc. (voir ch. 13). Dans ces conditions chaque unité de gisement de masses rocheuses, observée dans tel ou tel affleurement, s'accorde avec l'ensemble tectonique et constitue un élément inséparable de ce tout. Les structures non tectoniques échappent à l'image qu'offre cette structure régulière. Elles sont réparties d'une façon irrégulière et ne sont déterminées que par des conditions de nature locale d'un relief ancien ou récent ou par des détails secondaires de répartition des roches ou de gisement primitif. On ne peut y discerner un ordre quelconque.

On examinera plus bas les formes typiques de dislocations non tectoniques.

DISLOCATIONS RÉSULTANT DES GLISSEMENTS DES SÉDIMENTS À PEINE DÉPOSÉS

Structure convolute. Une partie de la coupe géologique s'est formée non pas par dépôt non perturbé d'un milieu aquatique tranquille de particules sableuses, argileuses ou calcaires, l'une après l'autre, mais par une brusque évacuation de matériaux sédimentaires sous forme de suspension en une coulée de vase glissant rapidement sur le fond. Ces coulées de vase ont été décelées au fond des mers et des océans actuels où leur activité est mise en relation avec, d'abord, le creusement dans le talus continental de cañons sous-marins et, d'autre part, la décharge dans les cuvettes océaniques profondes gisant à des centaines et des milliers de kilomètres de la côte de matières sablo-argileuses qui sans ces coulées auraient dû se déposer beaucoup plus près du littoral.

Ces dépôts de coulées de vase ont été signalés ces derniers temps dans des sédiments anciens. Ils sont particulièrement fréquents au milieu de dépôts de flysch. Cette structure intraformationnelle et ces dépôts de coulées de vase décèlent fréquemment des marques de déplacements rapides sur un fond de terrains coulants fortement saturés d'eau.

Ces dernières s'expriment sous forme de structure dite convolute ou de contournements. Au degré inférieur la structure convolute se présente sous forme de plissements serrés (anticlinaux aigus et larges synclinaux à pentes douces) affectant les feuilletts au sein de

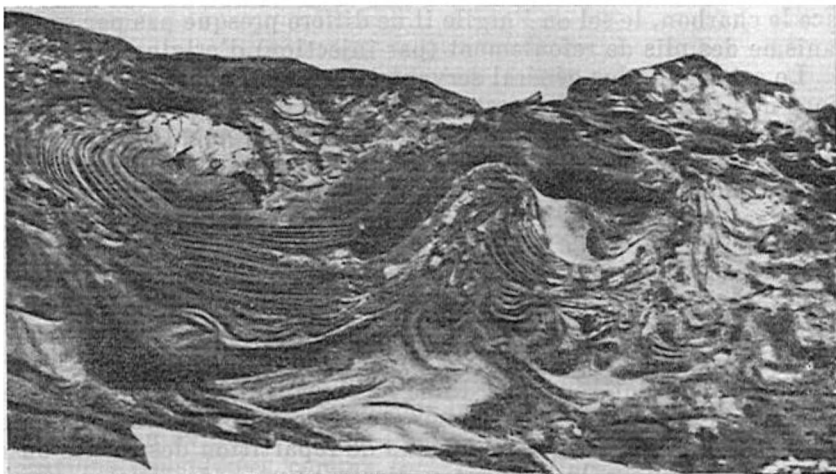


Fig. 21. Structure convolute vue en coupe. Bancs de Krosno (Oligocène). Pologne (d'après Djoulinski).

la couche (fig. 21). Si elle est très poussée elle s'exprime en des bancs à contournements complexes. Quelquefois ces contournements affectent même des couches entières.

DISLOCATIONS DE COUCHES NON CONSOLIDÉES SOUS L'EFFET DE LA PESANTEUR DES COUCHES SUSJACENTES INÉGALEMENT RÉPARTIES

Phénomène d'advection entre les couches. Si une couche récemment formée et conservant encore sa fluidité est recouverte par des dépôts plus lourds, il se produit à la frontière des couches une inversion de densités et, par suite, une instabilité mécanique. Dans ces conditions la matière de la couche de dessus tend à s'enfoncer dans celle de dessous, quant au matériau de cette dernière il est refoulé vers le haut. C'est le phénomène d'advection ¹⁾ entre les couches qui engendre des ondulations à la frontière des couches. On y voit succéder des ondulations larges et aiguës tournant leurs concavités les unes

¹⁾ Rappelle le phénomène de convection, mais a pour origine non pas un réchauffement de la couche de matière remontant de dessous mais des effets gravitationnels.

dans un sens, les autres dans l'autre. Les dimensions des ondulations sont à l'échelle de l'épaisseur des couches. L'aspect général rappelle celui des plissements apparaissant dans des coulées de vase.

L'échange réciproque de matière entre les couches est particulièrement intense dans le cas où la couche supérieure contient des gros galets, des blocs erratiques ou des brèches volcaniques. Les galets lourds, les blocs et les cailloux s'enfoncent dans les couches sous-jacentes en perturbant leur structure interne et en refoulant tout autour la matière vers le haut.

Charge inégale. L'influence d'une pression inégale de couches supérieures sur les couches inférieures peut se manifester sur des espaces assez importants. Si une série recouvrant des couches plastiques

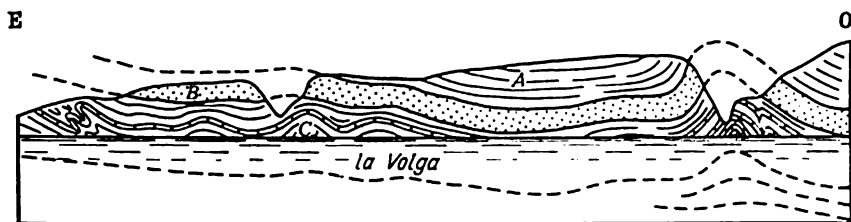


Fig. 22. Plissements superficiels des dépôts permien sous l'action du percement des roches dans une vallée près de la ville de Tchekboksary. On a représenté par des lettres les différents niveaux du Tatarien (d'après V. Brongouléev).

s'est formée dans des conditions d'accumulation inégale de matériaux de densité différente, de façon que dans certains compartiments elle soit plus lourde que dans d'autres, alors la pression différentielle sur les couches plastiques sous-jacentes peut les faire refluer de certains points pour les chasser dans d'autres. Dans les lieux de refoulement les couches peuvent se froisser.

Ces accidents se présentent, par exemple, dans les couches plastiques sous-jacentes aux assises volcaniques constituées d'accumulations de laves et de brèches variant de place en place.

On doit y ranger les cas de percement à la surface de roches plastiques (charbons, sel, argiles) au fond des vallées ou des excavations artificielles sous le poids des roches (fig. 22).

Le même phénomène de glissement des terrains sous l'action des contraintes différentielles conduit à un rapide rapprochement des parois et à la fermeture complète des tailles souterraines aussitôt enlevés les soutènements.

Filons bréchiformes (dykes neptuniques). Lors de la formation de fissures naturelles au sein d'une assise renfermant des roches capables de s'écouler sous l'influence de contraintes différentielles engendrées au voisinage de la fissure, il apparaît des filons bréchiformes, dits

dykes neptuniques ou clastiques. Ces derniers constituent des intrusions de roches plastiques (argiles, sables humides) dans des fissures se formant en leur voisinage. Après solidification on voit se constituer des corps rappelant des dykes mais formés de matériaux sédimentaires. La force active est la pression du toit à laquelle s'oppose un manque de pression au sein de la fissure. Comme exemple citons les dykes neptuniques de la région moyenne de la Volga, formés de sables daniens injectés dans les fissures affectant les gaizes susjacentes du Syzranien inférieur (fig. 23). Les sables daniens au cours de l'intrusion étaient saturés d'eau et constituaient une nappe aquifère.

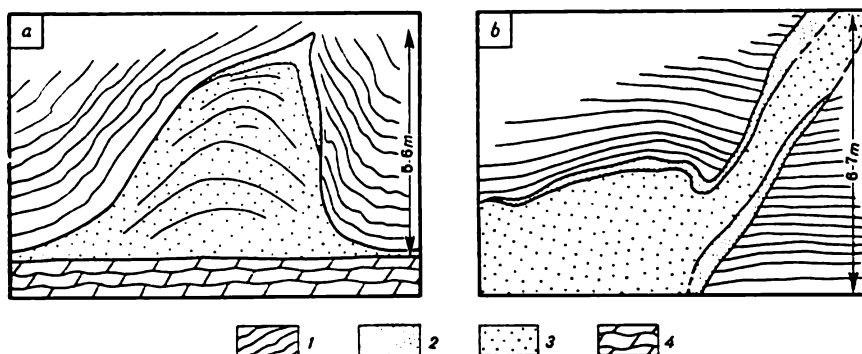


Fig. 23. Deux dykes neptuniques (filons bréchiiformes). Région moyenne de la Volga (d'après V. Brongouléev).

1 — gaizes du Syzranien inférieur; 2 — grès daniens à quartzites; 3 — sables daniens; 4 — marnes du Crétacé supérieur.

Glissements sous-marins. Parmi les dislocations non tectoniques apparaissant dans des sédiments à peine déposés il faut mentionner pour leur fréquence les glissements sous-marins. Ce sont des glissements sur le fond de bassins des sédiments encore meubles récemment déposés si ce fond a acquis une certaine pente par suite de mouvements tectoniques. Pour des sédiments très fluents et saturés d'eau ces glissements peuvent s'observer pour des très faibles inclinaisons ne dépassant pas un degré. Quelquefois ces déplacements ont pour origine un tremblement de terre. Il est vrai que les secousses séismiques sont en général des facteurs de déformations tectoniques, cependant dans le cas concerné les tremblements de terre jouent un rôle spécial, car du fait de secousses les gels des vases passent à l'état de colosols dont les micelles sont plus écartées et la mobilité plus grande.

Les glissements sous-marins peuvent concerner des masses rocheuses de dimensions variées et aboutir à des structures différentes. On a signalé des loupes aplaties atteignant 1 km de longueur, détachées des bancs superficiels et transportées à plusieurs kilomètres

sur le fond d'un bassin. Les couches après glissement sont souvent ployées en plis en général très complexes sinon confus (fig. 24).

Parmi les critères qui permettent de distinguer les glissements sous-marins des phénomènes tectoniques on peut signaler;

a) limitation de la série disloquée au-dessus et au-dessous par des bancs réguliers et plans;

b) série disloquée ne concernant qu'une épaisseur relativement faible;

c) absence de joints de clivage;

d) nature irrégulière des déformations et absence de liens avec la tectonique régionale.

Il arrive qu'après glissement sous-marin de couches ou de séries déjà consolidées, ces dernières se divisent en fragments et se transforment en brèches et blocs isolés. Ces blocs peuvent glisser sur un



Fig. 24. Structures dues à des glissements sous-marins de dépôts non consolidés. Flysch de Piceno (d'après Ten Haff).

fond en pente formé de roches argileuses. De tels glissements peuvent être provoqués par des tremblements de terre. C'est ainsi que des blocs de calcaire ou de grès peuvent être transportés sur le fond à des dizaines de kilomètres de leur lieu d'origine et fossilisés par des sédiments plus récents (*blocs exotiques*). Telle est l'origine des « falaises de Dibrar » au Sud-Est du Caucase, ces énormes falaises de calcaire du Jurassique supérieur (s'étendant sur des centaines de mètres) gisant parmi des argiles d'âge barrémien. Ces falaises ont été déplacées sur le fond de la mer de Barrême à des distances estimées à 20-30 km.

DISLOCATIONS DUES AUX VARIATIONS DU VOLUME DES ROCHES

Augmentation de volume. Un anhydrite ayant absorbé de l'eau se transforme en gypse en augmentant son volume de 60 %. Cette réaction peut se dérouler à des profondeurs s'étendant de la surface jusqu'à 150 m au-dessous du sol. C'est un facteur complémentaire contribuant au soulèvement des noyaux de plis diapirs dans la constitution desquels l'anhydrite joue un rôle important et si ce dernier a déjà été amené au niveau mentionné au cours du développement tectonique du pli.

Si l'anhydrite constitue une interformation en couche entre d'autres roches (par exemple des argiles), alors l'augmentation de volume accompagnant sa transformation en gypse engendre le plissement et la division de la couche en fragments empilés les uns sur les autres (fig. 25).

L'augmentation de volume s'observe également dans des argiles après leur humidification. On voit alors apparaître dans les bancs d'argile des petits plis isolés et des chevauchements.

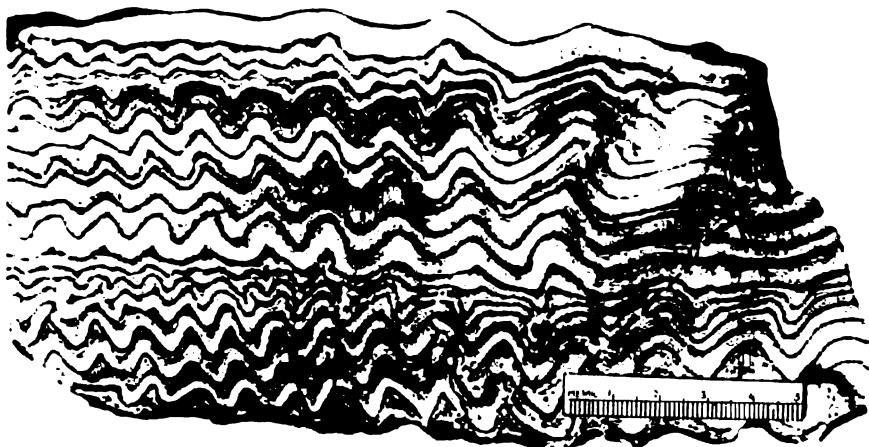


Fig. 25. Plissements formés par augmentation du volume au cours de la transformation de l'anhydrite en gypse. Dépôts permien. Nouveau-Mexique. Etats-Unis (d'après Petitjohn).

Diminution de volume. Linéation (fissures) générale. Tout volume de roche peut se rétrécir. Les causes principales de ce rétrécissement sont le refroidissement des roches magmatiques et la dessiccation des roches sédimentaires. Ce phénomène s'accompagne de la formation dans la roche de fissures dont l'ouverture globale correspond à la diminution de volume. Les fissures apparaissent parce qu'au cours de la diminution de volume d'une grande masse rocheuse, celle-ci ne peut se resserrer vers un centre unique. Le frottement s'exerçant au contact avec les autres roches s'y oppose. Mais comme le frottement est proportionnel à l'aire de la surface sur laquelle il agit, la force de resserrement mettant en jeu de petites surfaces peut dépasser le frottement. Une multitude de centres locaux apparaissent ainsi vers lesquels se resserre la matière qui les entoure. Entre les compartiments de resserrement liés à ces centres locaux s'observe une extension qui engendre des fissures. Par le mécanisme de leur formation ce sont des joints de tension (étirement). Ils constituent

un système de fissures dits de *linéation générale* qui s'observent dans toutes les roches à l'exception des très friables et fluidales. Le resserrement des fissures générales est fonction des propriétés mécaniques de la roche et de l'épaisseur de la couche. Plus la roche est rigide et plus la couche est épaisse, plus la distance entre les fissures est grande. Cette règle ne s'applique que si la couche est sollicitée par des extensions uniformément réparties sur sa surface et si l'écartement entre les fissures n'est conditionné que par la résistance globale de la couche. En effet, lors d'une contraction générale du volume de la couche limitée par des surfaces de frottement il s'effectue en son sein une distribution des efforts d'extension, en d'autres termes la formation de fissures de linéation générale est régie par le même mécanisme qui conditionne la formation de fuseaux ou des boudins (voir ch. 10).

Un événement étonnant est l'absence d'explication à la régularité de disposition des fissures de linéation générale dans des roches sédimentaires en gisement tranquille (par exemple, sur des aires stables des plates-formes). La régularité de disposition de ces fissures permet de les distinguer des autres dislocations non tectoniques. Elles sont en général perpendiculaires aux couches et constituent des systèmes qui se recoupent d'une façon régulière et dont chacune présente une polarité bien déterminée s'étendant, parfois, sur des centaines et même des milliers de kilomètres. C'est ainsi que dans la région centrale de la plate-forme russe on observe de préférence dans la couverture sédimentaire des fissures de linéation verticale se suivant du Nord-Est au Sud-Ouest et du Sud-Est au Nord-Ouest. Elles découpent dans les couches des parallélépipèdes réguliers, phénomène particulièrement bien observé dans les roches calcaires. Ce débitage des roches est utilisé pour l'exploitation des carrières.

On a tenté d'expliquer cette régularité de la linéation générale des fissures sur les plates-formes par des faibles inclinaisons régionales des couches ou par des particularités locales de la structure des plates-formes; toutefois on n'a pas réussi à éclaircir la question.

Dans les séries fortement disloquées les fissures sont voilées par des structures plastiques et de ruptures engendrées par contraintes d'origine tectonique et, par suite, ne peuvent pas être distinguées.

Structures de tassement. Comme on l'a déjà noté la diminution de volume des roches sédimentaires est en relation avec leur dessiccation. Si le tassement est irrégulier, différentiel il peut entraîner de forts dérangements dans le gisement originel des couches en favorisant la formation de structures non tectoniques mais présentant un grand intérêt pratique.

Soit une série sédimentaire se disposant horizontalement en plusieurs couches et qui une fois soumise à une pression peut dégager beaucoup d'eau et se tasser. On a constaté que des couches de vase récemment déposées et dont la teneur en eau s'élevait initialement

jusqu'à 70 % pouvaient, après tassement, diminuer leur épaisseur de quatre fois. Les couches de tourbe après une forte pression perdent également leur eau et diminuent leur volume de façon importante. Le charbon produit par ces tourbes a une épaisseur qui ne constitue que les 15 à 20 % de l'épaisseur originelle.

Les observations ont montré que la pression nécessaire à un tel tassement des vases ou de la tourbe peut être due à la charge des couches susjacentes. Si des dépôts de vase constituent une épaisseur de plusieurs centaines de mètres ils s'écrasent sous leur propre poids;

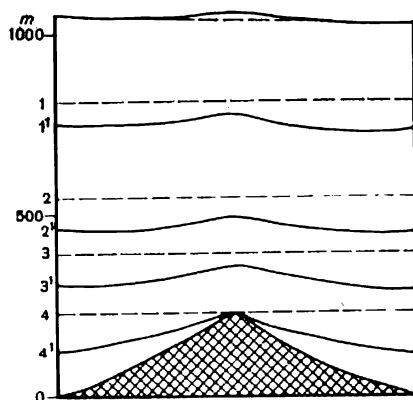


Fig. 26. Plis de tassement au-dessus d'une saillie du soubassement rigide (schéma). D'après C. Nevin (avec des modifications).

Le soubassement a été hachuré. Les lignes 1 et 1', 2 et 2', 3 et 3', 4 et 4' correspondent à la position initiale (en pointillé) et à la position après tassement de quelques couches.

en perdant leur eau ces vases se tassent de plus en plus et se transforment en des argiles denses et déshydratées. Le processus de tassement des sédiments sous leur propre poids est très long. Il peut durer des centaines de milles et même des millions d'années. Durant cette période de nouveaux sédiments s'accumulent qui se tassent également. C'est ainsi que l'épaisseur finale des dépôts d'argile peut être de beaucoup inférieure à leur épaisseur primitive.

Supposons maintenant que la série des vases se soit déposée sur une surface irrégulière d'un soubassement incompressible (tel le socle cristallin sous-jacent à la couverture sédimentaire d'une plateforme). Dans ce cas au-dessus des parties du soubassement en saillie l'épaisseur des séries accumulées serait inférieure à celle déposée au-dessus des creux (fig. 26). Puisque après tassement la diminution relative de l'épaisseur initiale est la même, l'enfoncement absolu de la couverture sédimentaire au-dessus des saillies du soubassement

sera inférieur à celui d'au-dessus des creux voisins. Il apparaît donc au-dessus d'une saillie une ondulation de couches qui reproduit de façon atténuée l'aspérité du soubassement: si l'aspérité est circulaire, l'ondulation sera en forme de dôme, si elle est allongée et rappelle une crête, les couches sédimentaires prendront une forme en dorsale.

Le même phénomène s'observe au cas où au milieu des roches soumises au tassement (argiles ou marnes) s'intercalent des lentilles incompressibles ou dont la compressibilité est inférieure à celle de l'argile. Ces lentilles peuvent, par exemple, être constituées de sable.

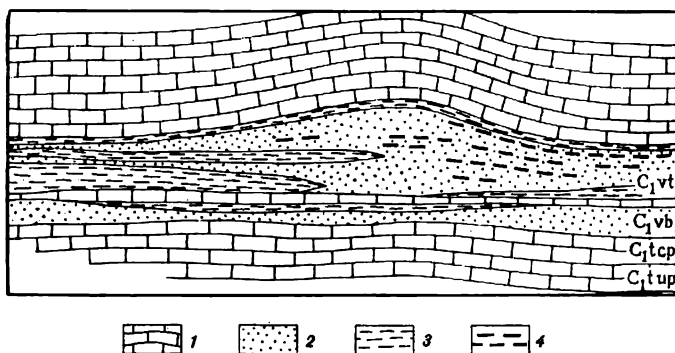


Fig. 27. Pli de tassement dans les dépôts du Carbonifère inférieur de la région de Saratov attenante à la Volga (d'après Y. Bobrov):

1 — calcaires; 2 — grès; 3 — argiles; 4 — grès argileux.

Au-dessus des lentilles de sable ou de calcaire, se disposant au milieu des argiles, dans les couches susjacentes, par application du phénomène de tassement décrit plus haut il se forme sous l'effet de la pesanteur une structure anticlinale de tassement.

Ces dernières sont signalées sur la plate-forme russe. Elles rappellent par leurs dimensions et l'angle d'inclinaison des couches les plissements tectoniques (de l'espèce idiomorphe) et présentent une grande importance pratique comme les formes tectoniques pour la localisation de pièges de gaz naturel et de pétrole. La nature non tectonique de ces formes peut se manifester au cours de l'étude de leur structure. A la fig. 27 on a représenté en coupe un tel pli. On y distingue la relation de l'ondulation en dôme de la masse supérieure des calcaires avec la lentille de sable qui se dispose au-dessous. Au niveau plus profond on ne distingue pas de déformations de couches. De toute évidence les calcaires se sont tassés, tandis que les sables sont restés incompressibles.

DISLOCATIONS PROVOQUÉES PAR LA PESANTEUR DANS LES CONDITIONS D'UN RELIEF ACTUEL

Balancement des couches sur une pente. Sur des pentes fortes et hautes des vallées et des gorges surtout dans les régions montagneuses on observe le long des pentes des inflexions des parties supérieures des couches verticales ou subverticales (fig. 28). Ces balancements

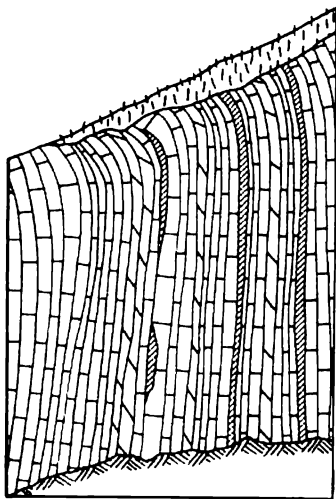


Fig. 28. Balancement des couches sur une pente (d'après E. Hills). Bancs siluriens. État de Victoria, Australie.

(ou fauchage) sont dus à la pesanteur et s'observent dans la partie superficielle des versants où le matériau a été modifié par altération et se déplace lentement dans le sens de la pente. Le balancement des couches sur la pente modifie fortement la disposition des couches et un examen attentif est nécessaire au géologue pour mettre en évidence ce phénomène et réaliser des mesures. Ces balancements sont particulièrement fréquents pour des roches argileuses ou des schistes argileux, toutefois on les signale également dans des roches résistantes. En travaillant sur le terrain il faut chaque fois vérifier que la disposition des couches soit originelle et non pas dérangée. En maintes occasions la solution radicale est de chercher les coupes profondes affleurant au fond des ravins, des lits de rivières, autrement dit, là où le phénomène n'agit plus.

Effondrements karstiques. Dans les séries formées de calcaires, de dolomites, de gypse ou de sels les phénomènes karstiques conditionnent l'apparition de cavités (cavernes) dont le toit s'effondre fréquemment entraînant des dérangements dans la disposition locale des roches. Ces gouffres ou entonnoirs, avec le temps, tendent à se combler par des débris de roches environnantes amenant ainsi la création de brèches karstiques. Ces masses (puits, entonnoirs) de brèches de remplissage se rencontrent à l'état fossile dans des calcaires d'âge différent. Dans ces brèches peuvent se conserver des blocs calcaires énormes constitués de paquets entiers de couches, qui peuvent faire illusion d'un gisement primitif. Aux bords des gouffres et des entonnoirs on signale quelquefois des fauchages de couches vers le bas.

Glissements de terrains et éboulements. Un facteur très actif des dislocations non tectoniques est représenté par les glissements de

terrains et éboulements continentaux qui ont lieu sur les versants des vallées. Les glissements de terrains peuvent affecter des aires s'étendant sur plusieurs kilomètres carrés et conduire à des transports de paquets de terrains à des centaines de mètres et même à plusieurs kilomètres sur la pente. L'épaisseur des pans de roches mis en mouvement n'atteint en général que quelques dizaines de mètres.

Les glissements de terrains s'accompagnent de ruptures et de plissements. A l'amont des loupes de glissement prédominent des extensions qui conditionnent des ruptures rappelant des failles. A l'aval de ces loupes les couches se plissent si elles rencontrent un obstacle à leur mouvement.

L'éboulement concerne des roches dures, résistantes qui s'effondrent en formant des escarpements verticaux. Ces déplacements affectent des calcaires, des grès, des quartzites, des roches magmatiques. La fragmentation sous l'influence de l'altération provoque la rupture de blocs entiers qui s'écroulent jusqu'au fond des vallées. Il se forme ainsi des brèches d'écroulement composées de fragments anguleux et de blocs de roches éboulées. De nombreuses brèches signalées dans les couches d'âge différent sont en réalité des éboulements fossilisés.

Si une roche dure sujette à des éboulements repose sur des roches plastiques facilement érodables l'effet global de l'érosion et du glissement conduit à la descente des fragments de la roche dure susjacente au niveau stratigraphique inférieur.

Ainsi, dans le Caucase du Nord les calcaires massifs du Jurassique supérieur de la Chaîne rocheuse reposent sur des argiles du Jurassique moyen. Les calcaires constituent des escarpements abrupts au pied desquels gisent des argiles. Ces dernières sont peu à peu érodées et le calcaire s'écroule en glissant sur la pente. En définitif les blocs de calcaire se retrouvent non pas sur les niveaux supérieurs des argiles du Jurassique moyen mais à des niveaux inférieurs ou sur des roches sablo-argileuses du Jurassique inférieur.

ACTION DES GLACIERS ET DU SOL GELÉ EN PERMANENCE

Dislocations dues aux glaciers. Les glaciers quaternaires qui ont recouvert une grosse partie de l'Amérique du Nord et de l'Europe et, notamment, un énorme territoire dans la partie européenne de l'U.R.S.S. au cours de leur mouvement ont exercé une pression sur les roches sous-jacentes, les ont entraînées derrière soi en les déformant par des plissements et des chevauchements.

Ces dislocations provoquées par des glaciers sont signalées dans les environs de Léninegrad de même que près de la ville de Kanev sur le Dniepr.

Un trait particulier de ces dislocations est leur nature superficielle, les roches affectées ne se rencontrent qu'à des profondeurs ne dépassant pas quelques dizaines de mètres, d'autre part les terrains

dérangés sont d'âge quelconque y compris les sédiments préglaciaires du Quaternaire ancien que les déformations tectoniques n'affectent pas en général.

Des blocs séparés que le glacier a déplacé (îlots rocheux) sont observés plus souvent que des plissements. Si la dimension de ces blocs est très grande ils peuvent être confondus avec des affleurements de la roche en place. C'est ainsi qu'à l'extrémité septentrionale de la dorsale Polistovsko-Lovatski où les roches gisent tranquillement, on signale un affleurement de calcaires siluriens en tête plongeante et formant des escarpements de 26 m de hauteur. Des sondages ont permis de découvrir sous les calcaires une moraine reposant sur des sédiments dévoniens dévoilés par une coupe.

Hydrolaccolites. Des dislocations particulièrement intéressantes apparaissent dans les régions à sols constamment gelés. L'eau ayant pénétré dans le sol par des fissures ou émanant des sources souterraines en gelant augmente de volume. Des bombements de la surface conditionnent l'apparition de buttes ou de collines. A l'intérieur de la butte sous un sol courbé en dôme on trouve de la glace qui a la forme d'une laccolite (hydrolaccolite).

Chapitre 4

LES DISLOCATIONS TECTONIQUES CONTINUES. NOTIONS ÉLÉMENTAIRES

DISLOCATIONS CONTINUES ET DISCONTINUES

Comme il a déjà été dit les dislocations (ou accidents) tectoniques se divisent en deux groupes principaux : les *dislocations continues* et les *dislocations discontinues* (ou de rupture).

Dans les anciens ouvrages de géologie on a utilisé pour désigner ces types de dislocations les termes « plicatives » et « disjonctives ». Littéralement le premier terme signifie dislocations par plissement, expression qui n'englobe pas toutes les déformations continues. Quant au second terme, il correspond au sens de l'expression « déformations par rupture ».

Les déformations continues dont on traitera dans ce chapitre dans le cas de roches stratifiées se manifestent sous forme de couches ployées en plis. De plus cette déformation de la disposition originale s'effectue sans heurts. C'est ainsi que des couches horizontales fléchissent dans un compartiment d'un certain angle par rapport à l'horizon, conservent cette inclinaison sur une certaine distance puis reprennent la position horizontale. Ou bien les couches se recourbant complètement présentent un pendage d'un côté puis s'incurvent en passant par la position horizontale en acquérant un pendage de sens inverse.

Les dimensions des dislocations peuvent être très variées : de grandes cuvettes dont le diamètre atteint des centaines et même des milliers de kilomètres aux plissements de quelques centimètres en passant par des plis dont la largeur peut varier de plusieurs kilomètres à quelques centaines ou de dizaines de mètres. Les dislocations aux dimensions variées peuvent se superposer les unes aux autres traduisant des mouvements de nature différente. Une grande incurvation peut se compliquer de plissements importants et ces derniers porter des plissements, etc. Une analyse structurale correcte doit tenir compte de l'ordre de grandeur des structures et les étudier non seulement dans leur ensemble mais également séparément. On peut distinguer ainsi des méga, macro et microstructures. Les mégastructures correspondent à des dimensions transversales de l'ordre de dizaines voire de centaines de kilomètres ; les macrostructures aux quel-

les le géologue géodésien a le plus souvent affaire, possèdent des dimensions variant de plusieurs kilomètres à quelques mètres ; quant aux microstructures elles englobent des formes structurales encore plus réduites.

Dans la suite de l'exposé nous examinerons en premier lieu des déformations continues affectant les roches stratifiées. Puis nous passerons aux dislocations propres aux roches massives (voir ch. 9).

SÉRIES MONOCLINALES

Au cours de la courbure des couches on voit apparaître des compartiments dans les limites desquels les couches conservent un même pendage : de même direction et d'un même angle. Ces compartiments

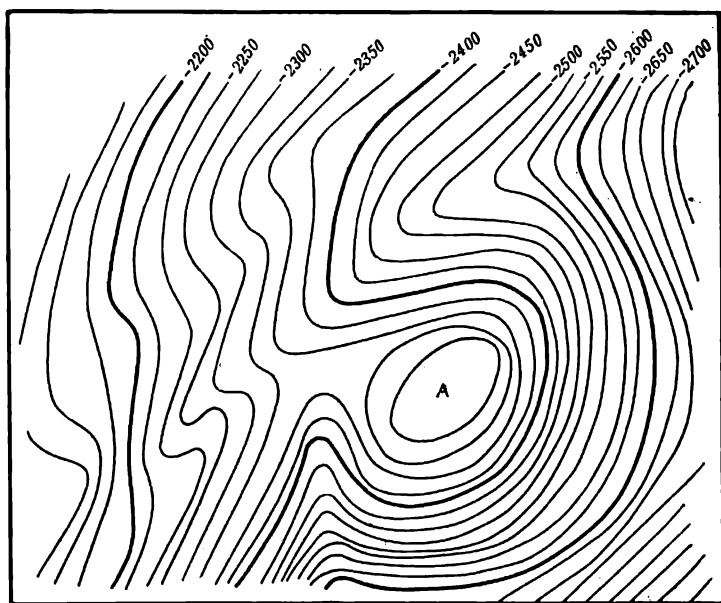


Fig. 29. Nez diastrophique (A) du mont Korobkovski (dorsale Dono-Medveditski). Les courbes de niveau passant par le toit de l'horizon Evlanovsko-Livensk (d'après G. Brajnikov).

de *disposition monoclinale des couches* forment une plaque inclinée. Si ce compartiment de disposition monoclinale est suffisamment grand, plus de plusieurs centaines de mètres de pendage de couches, on parle alors de *monoclinale* comme forme de disposition indépendante. Toutefois cette distinction est arbitraire car en réalité les séries monoclinales ne se rencontrent jamais isolées. Elles se forment quand un demi-p pli réunit ensemble deux compartiments de couches

horizontales situés à des niveaux différents. Dans ce cas la série monoclinale appartient à une flexure (voir infra). Elle se forme également sur les flancs des dépressions et des bombements de couches ou des grands plis constituant des éléments de ces unités structurales.

On a pris l'habitude de désigner par monoclinale les compartiments de pendage relativement faible dont l'angle d'inclinaison ne dépasse pas 40° et non pas des dispositions de couches fortement inclinées quoique cette règle n'ait rien d'absolu.

Les séries monoclinales se caractérisent par la direction et l'angle de pendage des couches, la largeur et la longueur.

Les séries monoclinales importantes peuvent se compliquer de formes structurales de second ordre qui se traduisent par des ploielements secondaires des couches selon des directions transversales ou le pendage de la série monoclinale. Les compartiments de pente plus douce par rapport au pendage général de la série monoclinale portent le nom de *replats* ou de *terrasses tectoniques*. Si cette terrasse rappelle une plate-forme étirée dans le sens du pendage de la série monoclinale on a affaire à un *nez diastrophique*. Sur une carte à courbes de niveau il apparaît sous la forme d'un cap (fig. 29).

FLEXURE

Si deux compartiments de couches horizontales ou faiblement inclinées se trouvant à des niveaux différents sont réunis entre eux par un pli en double genou de pendage plus accentué, alors cette forme de disposition s'appelle *flexure* (fig. 30). La flexure comprend un flanc supérieur, un flanc de raccordement et un flanc inférieur. La disposition des couches dans le flanc de raccordement de la flexure peut varier d'un pendage très doux à une position verticale et même fortement renversé.

La flexure se caractérise par le pendage des couches dans les trois flancs, le rejet vertical et les dimensions (largeur) du flanc de raccordement. Il faut en outre tenir compte du fait qu'en direction on voit toujours varier la hauteur de la flexure ainsi que l'angle de pendage du flanc de raccordement. La flexure peut disparaître complètement et se confondre avec les couches horizontales ou de disposition monoclinale.

Les flexures affectant les séries monoclinales se divisent suivant le sens du pendage du flanc de raccordement en *conformes* (*synthétiques*) et *contraires* (*antithétiques*). Dans le premier cas le flanc de raccordement est incliné dans le même sens que la série monoclinale, dans le second, l'inclinaison est de sens contraire à celle de la série monoclinale. Dans ce dernier cas la différence entre une terrasse tectonique et une flexure réside dans le fait que dans une flexure contraire les couches du flanc de raccordement sont inclinées de façon évidente à l'encontre de la série monoclinale, tandis que dans la terrasse tecto-

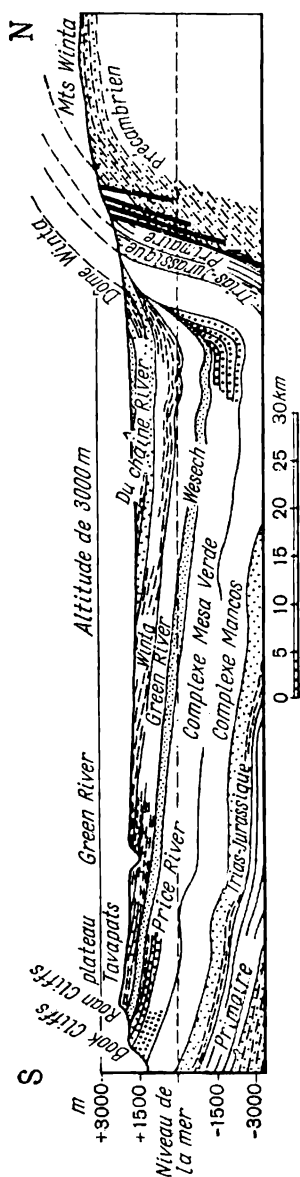


Fig. 30. Flexure dans les Montagnes rocheuses, Etats-Unis (d'après A. Eardley). La flexure a affecté des sédiments primaires et secondaires. Dans les roches précambriennes la flexure passe à des failles.

nique la disposition des couches est proche de l'horizontale.

On observe souvent des échelonnements de flexures qui se suivent les unes les autres. On parle dans ces cas des flexures « en échelons » ou « en cascades » si elles sont toutes tournées vers le même côté.

On parle quelquefois de « flexures horizontales » (ou sigmoïdes) en ayant en vue des variations brusques de la direction locale de couches fortement inclinées qui se superposent à une structure d'ensemble assez homogène s'étendant sur des grandes distances. Ces décrochements sans rupture se distinguent bien sur une coupe horizontale.

DÉFORMATIONS A GRAND RAYON DE COURBURE

En suivant des couches du même âge sur des grandes étendues on observe souvent dans leur disposition de vastes affaissements ou *dépressions* et des bombements aussi énormes ou *soulèvements*. Nous appellerons ces formes des déformations à grand rayon de courbure. L'amplitude de ces déformations à grand rayon est habituellement de l'ordre de plusieurs kilomètres mais peut souvent atteindre une dizaine et même une douzaine de kilomètres. D'ailleurs, cette amplitude varie avec la profondeur : généralement l'épaisseur des séries sédimentaires des déformations à grand rayon est une fonction régulière de la profondeur, elle est plus grande au centre de la dépression et diminue en direction des flancs et vers le centre du soulèvement voisin.

Il en résulte que les couches relativement plus profondes sont plus inclinées que les couches superficielles. Dans les soulèvements une diminution régulière de l'épaisseur conduit souvent à une extinction complète de certains groupes sinon de tous les groupes de couches accumulées dans les dépressions.

Si l'amplitude atteint plusieurs kilomètres le diamètre des déformations à grand rayon peut se chiffrer par des dizaines de kilomètres et même quelquefois par des centaines et des milliers de kilomètres.

Des déformations à grand rayon de forme assez simple ont en largeur des centaines, voire des milliers de kilomètres pour une amplitude de plusieurs kilomètres. En plan, elles ont une forme de cercle aplati. Ce sont des formes très typiques des aires stables de l'écorce terrestre appelées plates-formes. L'inclinaison des couches sur les flancs de ces déformations de grand rayon est très faible, de l'ordre de quelques fractions de degré. Habituellement cette inclinaison est mesurée en mètres par kilomètre de longueur en suivant les variations de la profondeur d'un niveau quelconque ou du soubassement cristallin sous-jacent aux terrains sédimentaires. En général, la pente des couches sur les flancs de ces déformations à grand rayon est de l'ordre de deux-trois mètres par kilomètre. Les dépressions de ce type portent le nom de *synéclises* et les soulèvements d'*antéclises*. Les déformations à grand rayon de forme circulaire et à pentes douces qui affectent les régions des plates-formes sont souvent dérangées par des dislocations d'ordre secondaire. C'est ainsi que sur leurs flancs on voit se former des petites flexures en échelons.

Un exemple de synéclise nous est fourni par le bassin de Moscou (synéclise de Moscou) (fig. 31). Dans la partie centrale de la synéclise le soubassement cristallin se trouve à une profondeur de 1600 m. Ce socle réapparaît dans deux antéclises voisines : l'antéclise baltique au Nord (bouclier Baltique) et l'antéclise de Voronej au Sud. Le socle cristallin est recouvert de roches sédimentaires du Protérozoïque supérieur, du Primaire et du Secondaire qui s'agencent en une cuvette gigantesque. Si la distance séparant l'affleurement du soubassement cristallin au Sud du bouclier Baltique de son affleurement au Nord du bombement de Voronej est prise pour le diamètre de la synéclise, alors celui-ci devient égal à 1300 kilomètres. Il s'ensuit que la pente des couches sur les flancs de la synéclise est d'environ 2,5 mètres par kilomètre. Au centre la série sédimentaire est la plus complète et la plus épaisse : elle se compose de roches du Protérozoïque supérieur, du Primaire inférieur, du Dévonien, du Carbonifère, du Jurassique et du Crétacé. Sur les marges de la synéclise tous ces sédiments perdent graduellement de la puissance et se terminent en coin. Ils meurent complètement sur les flancs du bouclier baltique et deviennent très minces dans l'antéclise de Voronej. Les flancs de la synéclise de Moscou sont affectés d'accidents de second ordre se résolvant en des petites flexures, des terrasses tectoniques ou des nez diastrophiques.

Parmi les antéclises on doit distinguer une forme structurale particulière se caractérisant par un noyau qui, à travers une couverture sédimentaire composée de couches reposant tranquillement, laisse percer le soubassement cristallin de la plate-forme fortement disloqué et métamorphisé (voir ch. 13, le repérage des unités stratigraphiques dans une coupe de plate-forme). Ces antéclises portent le nom de *bouclier* (môles). Comme exemple citons le bouclier Baltique déjà nommé dont le noyau métamorphique qui affleure est composé de roches archéennes et du Protérozoïque inférieur entouré de terrains

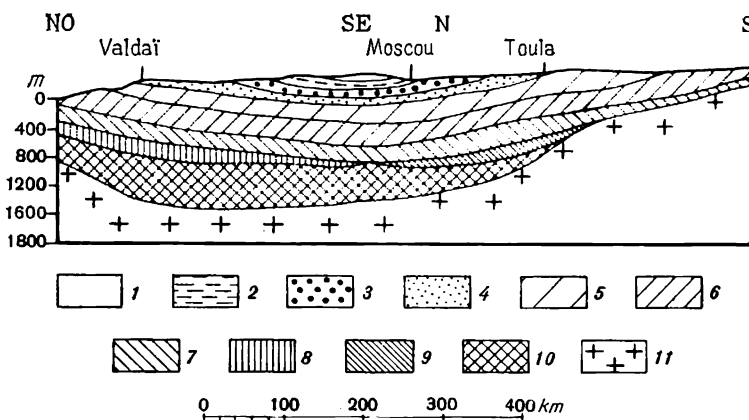


Fig. 31. Coupe schématique de la synécise de Moscou (d'après Y. Kossyguine):

1 — Secondaire; 2 — Carbonifère supérieur; 3 — Carbonifère moyen; 4 — Carbonifère inférieur; 5 — Dévonien supérieur, Famennien; 6 — Dévonien supérieur, Frasnien; 7 et 8 — Dévonien moyen; 9 — Silurien inférieur; 10 — Cambrien inférieur et Protérozoïque supérieur; 11 — socle cristallin (Protérozoïque inférieur et Archéen). L'échelle est approchée; l'échelle verticale est presque cent fois supérieure à l'échelle horizontale.

sédimentaires du Protérozoïque supérieur et du Primaire reposant tranquillement (avec des pentes très faibles du môle cristallin vers l'extérieur).

D'autres types de déformation à grand rayon seront étudiés par la suite.

Il est à noter que les dépressions ou soulèvements de tout ordre de grandeur constituent la forme de disposition des roches d'un âge déterminé. C'est ainsi que les synécises et les antéclises de la plate-forme russe s'observent dans les roches s'étalant du Protérozoïque supérieur aux terrains les plus récents. Toutefois dans les roches plus anciennes du soubassement cristallin de la plate-forme on rencontre des formes structurales tout à fait différentes,

CONDITIONS DE FORMATION DES SÉRIES ONOCLINALES, DES FLEXURES ET DES DÉFORMATIONS À GRAND RAYON

Les formes structurales que nous avons distinguées présentent évidemment de traits de famille. Elles sont toutes le résultat de mouvements verticaux différentiels de l'écorce terrestre, de ses soulèvements et abaissements. Comme les couches de sédiments se déposent tout d'abord horizontalement, toute courbure vers le bas, dans les bassins ou vers le haut, dans les reliefs, est une conséquence de mouvements correspondants de l'écorce terrestre soit vers le bas, soit vers le haut, quant à l'inclinaison des couches sur les flancs des déformations à grand rayon elle n'est que le reflet de la vigueur du relief ou de l'altitude relative entre les points bas et les points hauts.

Une flexure marque la limite où, brusquement, les mouvements verticaux de l'écorce terrestre changent de sens ou d'amplitude.

Les mouvements verticaux de l'écorce terrestre conduisant à la formation de bassins, de reliefs et de flexures portent le nom d'*oscillations*, car par des soulèvements de l'écorce dans certain compartiment et des abaissements dans d'autres elles engendrent à la surface de la Terre des ondulations.

LES PLIS. PRINCIPALES VARIANTES MORPHOLOGIQUES

Les ondulations des couches plus accentuées et de moindres dimensions que pour les synéclises et les antéclises sont appelées *plis*. Nous verrons plus bas qu'il existe des transitions entre des déformations à grand rayon typiques et des plis typiques, c'est pourquoi la distinction est toute conventionnelle. Les critères génétiques permettant de distinguer ces formes structurales sont analysés dans les cours de tectonique.

Les plis se distinguent par leurs dimensions et par leurs formes. Il existe des plis dont l'amplitude atteint plusieurs kilomètres; de nombreux plis ont une largeur et une hauteur se mesurant par des centaines de mètres; les plis atteignant des dizaines de mètres sont également très fréquents; mais il existe aussi des plis beaucoup plus petits de dimensions (en largeur et en hauteur) de quelques centimètres; ces très petits plis sont appelés *plissotements* des roches. Les différences morphologiques permettent de distinguer dans les plis de nombreuses variantes. Une partie de ces plis présentent non seulement des différences morphologiques mais également de conditions de formation. Toutefois, dans ce chapitre nous ne parlerons que des différences morphologiques réservant l'étude des différences de conditions de formation pour la suite.

Arrêtons-nous sur les traits morphologiques caractéristiques des plis qui apparaissent dans la section par un plan transversal vertical.

Notons tout d'abord que les géologues appellent plis une ondulation de la couche présentant sa concavité soit vers le haut, soit vers le bas, soit de côté. Ainsi le pli comprend une *charnière* où s'effectue l'inflexion des couches et deux *flancs* du pli constitués de couches présentant en général sur chacun des flancs un pendage uniforme (fig. 32). Si des plis se suivent en passant de l'un à l'autre

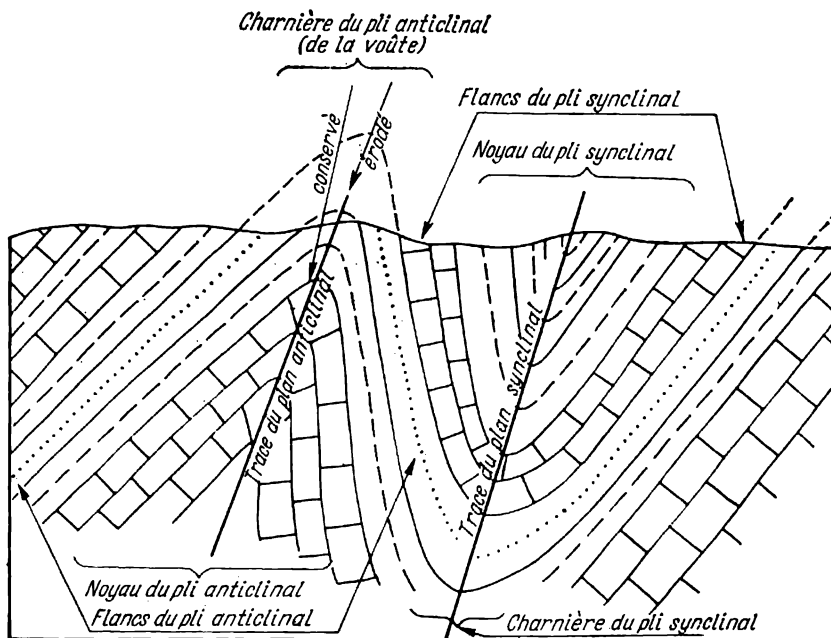


Fig. 32. Éléments d'un pli (schéma).

la frontière entre deux plis voisins peut être tracée conventionnellement en n'importe quel endroit du flanc : en fait deux plis voisins possèdent un flanc commun ; cependant les charnières sont différentes et présentent leur inflexion dans des sens opposés.

Les flancs du pli peuvent également être opposés au *noyau* du pli. Cette distinction est arbitraire mais souvent fort utile. On appelle *noyau* la partie interne du pli se trouvant au voisinage de la charnière.

On distingue des plis *anticlinaux* et des plis *synclinaux* appelés également simplement *anticlinaux* et *synclinaux*. Ils se distinguent par le fait que dans les anticlinaux le noyau comprend des roches plus anciennes que celles des flancs. Si la séquence des couches est normale, c'est-à-dire si les couches relativement plus anciennes font place en suivant la coupe de bas en haut à des couches plus récentes,

les anticlinaux constituent des plis convexes et les synclinaux des plis concaves. C'est ce qui se passe dans la plupart des cas. Par suite, dans des définitions simplifiées les plis convexes sont dits anticlinaux et les plis concaves, synclinaux. Or, comme nous le verrons plus loin, dans les régions ayant été le théâtre de très fortes dislocations et les

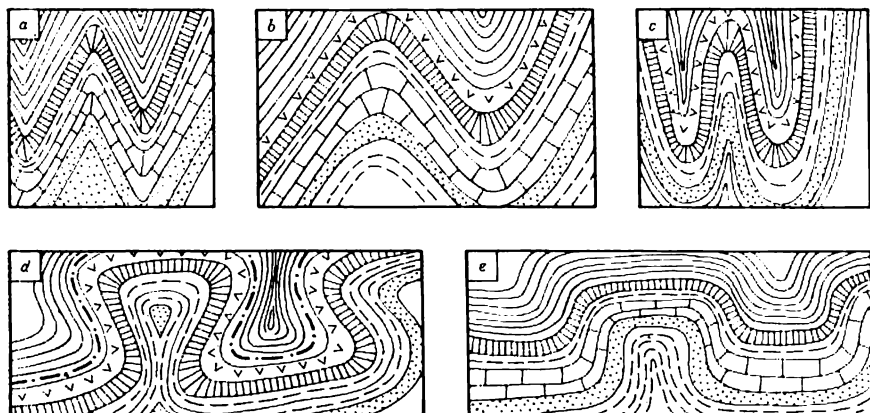


Fig. 33. Classification des plis en section transversale :

a — plis aigus, ou en flèche; b — plis arrondis; c — plis isoclinaux; d — plis en éventail;
e — plis coffrés.

couches ayant acquis sur des grandes étendues une disposition inversée (les plus anciennes recouvrant les plus récentes) les plis anticlinaux peuvent devenir concaves et les plis synclinaux convexes (voir fig. 35).

La possibilité d'une telle situation anormale d'une part et la nécessité de connaître l'âge relatif des couches pour savoir s'il s'agit d'un anticlinal ou d'un synclinal d'autre part, mettent le chercheur dans une situation difficile devant les ploiements de couches dont il ne peut discerner quelles sont les plus anciennes et quelles sont les plus récentes. Si la région étudiée se caractérise par une disposition normale des couches il est évident que les plis convexes appartiennent aux anticlinaux et les plis concaves aux synclinaux. Mais si la nature complexe des dislocations ayant affecté la région autorise de supposer que les couches ont pu être retournées, alors le chercheur, avant d'avoir clarifié les séquences stratigraphiques des couches, ne distinguera pas des anticlinaux et des synclinaux et se limitera à la constatation de l'existence à côté de *plis de forme anticlinale* et de *plis de forme synclinale*. Cette division se fondera non pas sur la disposition relative de roches d'âge différent mais sur un critère purement géométrique: les plis de forme anticlinale sont toujours convexes, et de forme synclinale, toujours concaves. On est souvent obligé de recourir

à cette terminologie pour la description de formes structurales dans des roches fortement métamorphisées où les dislocations sont très complexes et la stratigraphie fort peu claire.

La partie supérieure d'un pli convexe est parfois appelée *clef de voûte* du pli. La surface passant par les points d'inflexion des couches

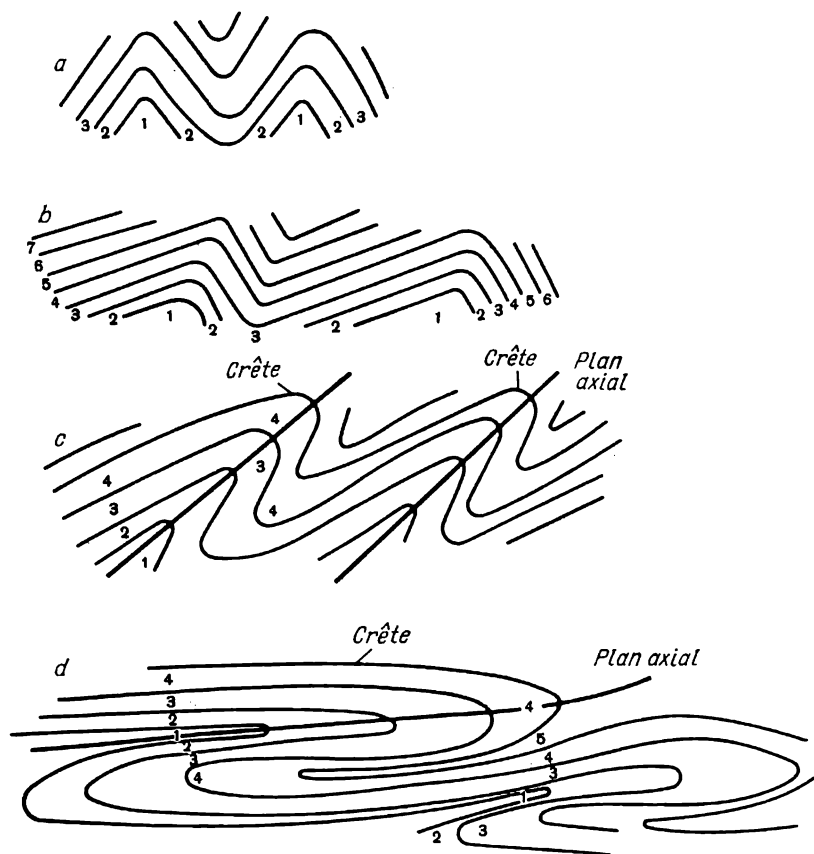


Fig. 34. Plis à inclinaison variée des plans axiaux :

a — plis droits; b — plis déjetés; c — plis déversés; d — plis couchés. Les chiffres indiquent le numéro d'ordre des couches, des plus anciennes aux plus récentes.

est la *surface axiale* du pli. Sur une coupe transversale elle sera représentée par l'intersection avec le plan vertical de la coupe (voir fig. 32). Cette ligne peut être une droite si la surface axiale est un plan. Or, la surface axiale peut être gauche. Généralement c'est la bissectrice de l'angle formé par les flancs du pli.

Suivant les relations existant entre les flancs et la charnière on peut distinguer (fig. 33) les plis à *charnière pointue* (plis aigus ou

en flèche), les plis à *charnière arrondie*, les plis *ouverts* (les flancs s'écartant fortement à partir de la charnière), les plis *isoclinaux* (à flancs généralement parallèles entre eux), les plis en *éventail* (ils se caractérisent par un étranglement transversal, d'où un isolement du noyau des roches de même âge se disposant de l'autre côté de l'étranglement). On distingue en outre des plis *coffrés* se caractérisant par une large crête plane et des flancs à pente raide.

On peut classer les plis selon l'inclinaison du plan axial et des flancs (fig. 34). Si le plan axial est vertical et les deux flancs ont des

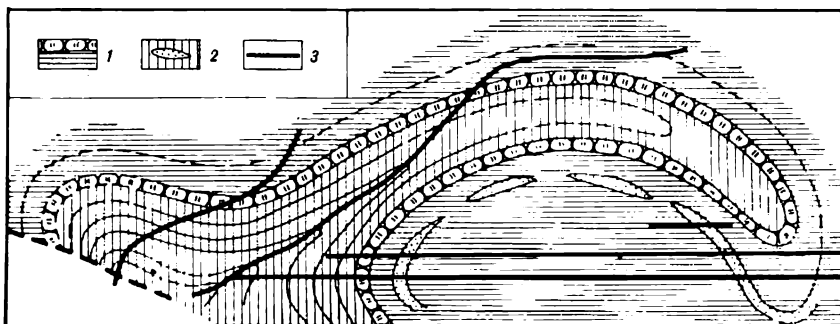


Fig. 35. Pli plongeant dans des couches du Cambrien inférieur et du Protérozoïque supérieur. Monts Grampians, Ecosse (d'après J. Johnstone):

1 — Dairédien supérieur; 2 — Dairédien inférieur; 3 — ligne des profils selon laquelle est tracé le pli. A droite le pli anticlinal plonge et constitue un pli de forme synclinal.

inclinaisons symétriques on parle de *plis droits*. Si le plan axial est incliné et les flancs sont dissymétriques (l'un des flancs est plus court que l'autre) mais la disposition des flancs restant normale, autrement dit, s'écartant dans les anticlinaux et allant à l'encontre l'un de l'autre dans les synclinaux, nous avons alors affaire à des *plis déjetés*. Si dans l'un des flancs les couches sont retournées, on est en présence d'un *pli déversé* ou *renversé*. Au cas où le plan axial occupe une position horizontale on doit parler d'un *pli couché*. Enfin on rencontre également des *plis plongeants* ou *retournés* quand le plan axial a dépassé la position horizontale et a reçu une inclinaison contraire (fig. 35). C'est justement le cas quand les anticlinaux deviennent concaves et on peut les prendre pour des synclinaux, quant aux synclinaux, ils deviennent convexes et rappellent des anticlinaux. Nous avons déjà mentionné que dans ce cas seule une connaissance de l'ordre stratigraphique permet de déterminer la nature réelle des plis.

Etant donné que dans un même pli, les différentes particularités morphologiques peuvent se combiner, la caractéristique de ce dernier devra également être complexe. Ainsi un pli peut être à la fois isocli-

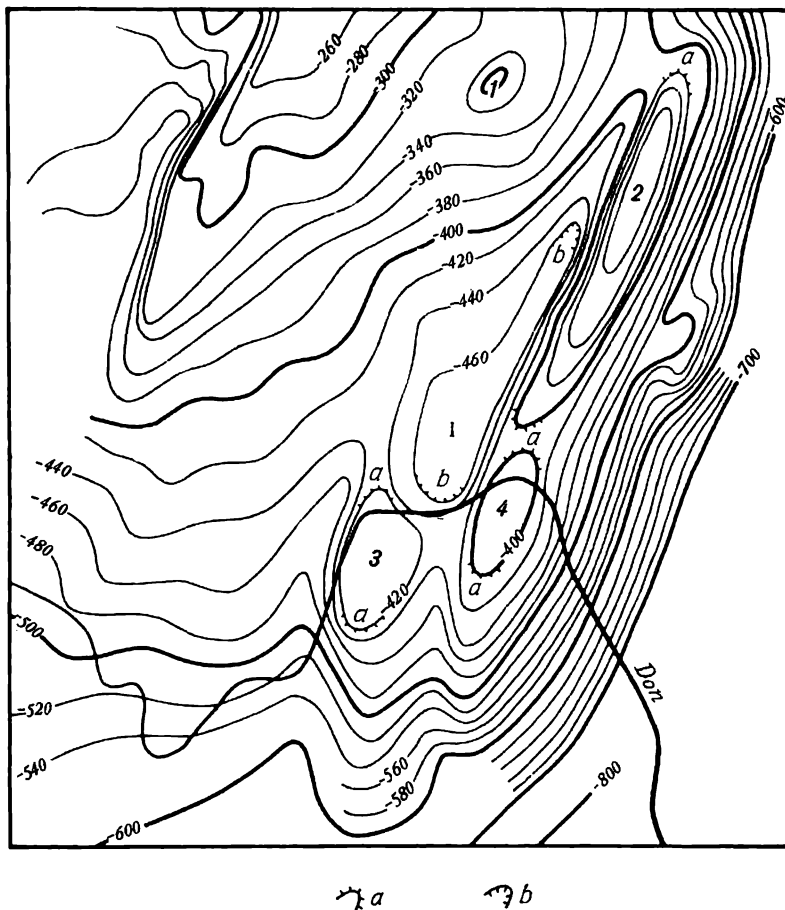


Fig. 36. Pli court. Carte structurale du soulèvement Artchédinskoé; section par le toit de l'horizon vereisien:

1—4 — brachyanticlinaux isolés; 1 — brachysynclinal; a — terminaison péricleinale; b — terminaison centripète.

nal et couché ou bien ouvert avec une crête arrondie et en même temps déjeté, etc.

Les différences morphologiques entre les plis peuvent apparaître également dans le cas de leur étude en coupe aussi bien par un plan horizontal que par un plan transversal.

Les plis peuvent être étirés et étroits. Si leur longueur est de plusieurs fois supérieure à leur largeur, un tel pli est appelé *linéaire* ou *long*. Si la longueur du pli ne dépasse la largeur que de deux ou trois fois, on a alors un *pli court* ou *brachypli*. Il existe de même des *brachy-*

anticlinaux et des *brachysynclinaux* (fig. 36). Un brachyanticlinal isolé et étiré porte le nom de *bombement*.

Les plis longs et les plis courts en section horizontale se caractérisent par la direction de leurs axes. L'*axe du pli* est l'intersection du plan axial et d'un plan horizontal. Si le relief est plat l'axe peut être confondu avec la trace du plan axial à la surface terrestre.

La direction que prend l'axe suivant les points cardinaux est l'allongement, ou la direction du pli. Cette direction se suit quelquefois sur des grandes distances, mais elle peut se modifier, et le pli devient sinueux en plan. Les plis suivant leur direction se divisent en se ramifiant. On donne à ce phénomène le nom de *virgation* (fig. 37).

L'intersection du plan axial avec une couche quelconque est la *charnière* du pli. La charnière du pli est rarement horizontale et c'est ce qui la distingue de l'axe du pli. Les charnières des plis peuvent présenter en direction des relèvements et des abaissements et former des ondulations. Ces ondulations sont la conséquence des inflexions transversales des plis. On observe des combinaisons différentes d'inflexions entre les plis voisins. Quelquefois les relèvements et les abaissements transversaux dans un groupe de plis s'effectuent simultanément, dans d'autres cas ils se réalisent en quinconce : là où certains plis se relèvent, d'autres s'abaissent et inversement.

Dans les anticlinaux déversés ou couchés la partie la plus élevée du pli ne correspond pas à la charnière. C'est pourquoi il est utile d'introduire la notion de *crête* de l'anticlinal (voir fig. 34, *d* et *e*). La recherche de la crête du pli a dans nombre de cas une grande importance.

Comme aucun pli ne se prolonge indéfiniment et obligatoirement meurt quelque-part (un pli long après avoir parcouru une grande distance, un pli court, presque aussitôt), une certaine ondulation de la charnière se trouve être la dernière. Quand un anticlinal se termine la charnière plonge et le pli se confond avec les couches environnantes en disposition horizontale (ou bien dans le prolongement de l'anticlinal on voit apparaître un synclinal), quant au synclinal il se termine par un relèvement et le pli se perd également parmi les couches horizontales ou passe à un anticlinal.

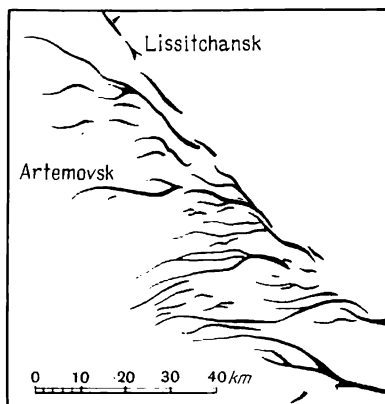


Fig. 37. Virgation des plis dans le bassin de Donetz (d'après P. Stépanov).

En noir les axes des plis anticlinaux (les lignes sont plus épaisses aux endroits où les plis subissent des relèvements).

Là où le pli meurt en direction il se crée des conditions de gisement très particulières. A la terminaison du pli anticlinal les couches décrivent un arc de courbe et leur pendage en des points séparés correspond à la direction du rayon de cette courbe et est dirigé vers l'extérieur. La terminaison du pli synclinal est également marquée par la disposition des couches sur la surface d'érosion en arc de courbe mais avec un pendage centripète.

La disposition des couches après plongement de l'anticlinal est dénommée *terminaison périclinale*. La disposition des couches après relèvement du synclinal est dénommée *terminaison centripète* (voir fig. 36). Généralement les terminaisons périclinale et centripète se caractérisent par un pendage de couches moins accentué que sur les flancs du même pli. Cependant, quelquefois, on rencontre des pendages périclinaux et centripètes très abrupts et même déversés quand les couches se plient sous la terminaison anticlinale et se disposent en surplomb au-dessus de la terminaison synclinale. Dans ce dernier cas les plis prennent en coupe longitudinale une forme en éventail.

Dans des assises métamorphiques très disloquées de même que dans les dômes des plis diapirs (voir plus loin) on observe souvent des plis à charnière verticale. Ces plis n'apparaissent que sur des coupes horizontales, car dans les affleurements verticaux on ne distingue que la disposition verticale des couches. Les plis à charnière verticale possèdent les mêmes particularités morphologiques que les plis à charnière horizontale, tout le système de ces plis a en quelque sorte subi une rotation de 90° autour de l'axe horizontal se disposant transversalement à la direction des plis. Dans ces cas il est nécessaire de bien connaître l'ordre stratigraphique des couches pour comprendre la nature des plis.

On rencontre également des plis connus sous le nom de *dôme* et de *cuvette*. Un dôme est un pli anticlinal de forme quasi circulaire en plan. Ce pli n'a pas d'allongement car il ne possède pas d'axe oblong bien caractérisé. Une cuvette est un synclinal de forme également quasi circulaire et sans axe d'allongement.

VARIATION DE LA FORME DES PLIS AU COURS DU PASSAGE D'UNE COUCHE À L'AUTRE

Quand on suit de haut en bas et vice versa la coupe verticale de l'écorce terrestre on constate que dans certains cas la forme des plis se conserve le long d'un compartiment important de la coupe, tandis que dans d'autres les couches se disposant les unes au-dessous des autres sont ployées différemment. Un pli peut être droit dans les couches relativement profondes et devenir déversé dans des couches supérieures.

Si dans une série plissée les couches forment des arcs de courbe qui semblent tracés d'un même centre on dit que ces plis sont *con-*

centriques (fig. 38, *a*). Ces plis s'adoucissent rapidement vers le haut et vers le bas de la coupe et ne peuvent concerner des séries épaisses de couches. Leur distribution dans la Nature est très limitée.

Dans la plupart des cas il est plus vraisemblable de rencontrer des plis *semblables* (fig. 38, *b*). Toutes les couches possèdent le même rayon de courbure, mais chacune a son centre de courbure propre : plus la position de la couche dans la coupe est élevée, plus son centre de courbure est haut.

Une condition nécessaire de l'existence des plis semblables est de posséder des épaisseurs supérieures dans les charnières des plis

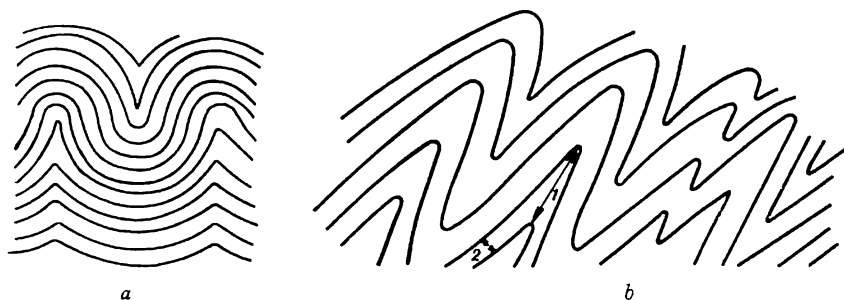


Fig. 38. Plis concentriques (*a*) et plis semblables (*b*) :

1 — épaisseur de la couche dans la charnière; 2 — épaisseur de la couche sur les flancs.

comparées aux épaisseurs dans les flancs (fig. 38, *b*). Ces variations de l'épaisseur des couches dans les limites de chaque pli est un phénomène secondaire dû au transport du matériau des flancs vers les charnières au cours de la formation des plis. Le mécanisme de ce phénomène est décrit dans le chapitre suivant.

Les plis concentriques et les plis semblables appartiennent à la catégorie de plis harmoniques : aux anticlinaux des couches plus profondes correspondent des anticlinaux des couches supérieures (il en est de même pour les synclinaux gisant les uns au-dessus des autres). Les plis resteront également harmoniques si en remontant la coupe leur inclinaison se modifie (ainsi des plis droits en profondeur peuvent devenir déjetés ou même couchés dans les lits supérieurs).

Il arrive toutefois des cas quand cette disposition concordante des anticlinaux et des synclinaux dans les diverses couches est perturbée. Au-dessus des anticlinaux dans les autres couches peuvent se disposer des synclinaux ou bien les dimensions des plis dans différentes couches ou séries ne sont plus les mêmes, il s'ensuit que sur une même distance on trouve dans différentes couches un nombre variable de plis. Fort souvent dans une même série les couches plus

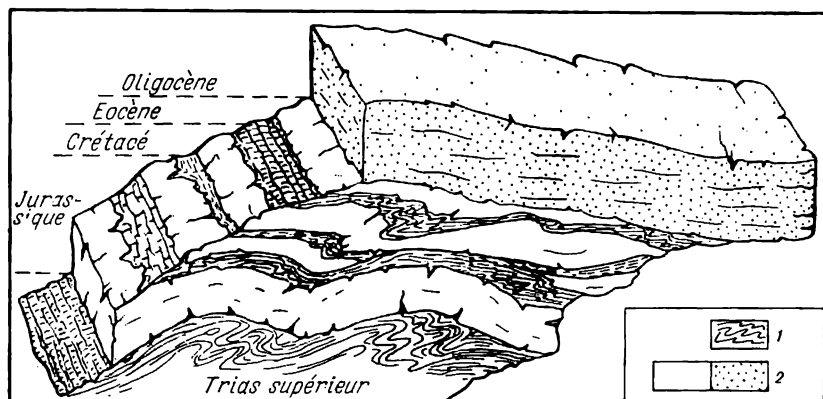


Fig. 39. Plis dysharmoniques. Apennins du Nord, Italie (d'après L. Trevisan):
1 — roches relativement tendres; 2 — roches relativement dures.

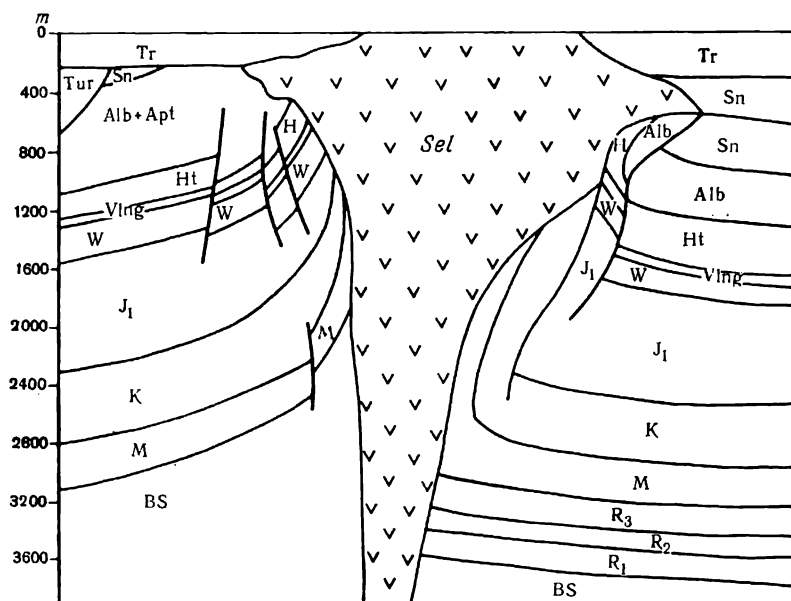


Fig. 40. Dôme de sel à noyau en forme de champignon R.F.A. (d'après Trusheim).
Roches: de BS à K — triasiques; J₁ et W — jurassiques; de VIng à Sn — crétacées; Tr — tertiaires.

épaisses et plus dures (les grès) sont ployées en des plis larges et réguliers, tandis que les couches tendres et minces (les schistes argileux) forment des plis serrés et très fins. Ces plis sont dits *dysharmoniques*, quant au phénomène d'absence de concordance entre les plis des différentes couches, il porte le nom de *dysharmonie* (fig. 39).

LES PLIS DIAPIRS

La dysharmonie est particulièrement marquée dans les *plis* dits *diapirs*. Ces derniers se caractérisent par le percement des séries susjacentes par des couches sous-jacentes et la formation d'un *noyau perçant*.

Dans leur manifestation la plus typique les plis diapirs se rencontrent sous forme de *dômes de sel* (fig. 40).

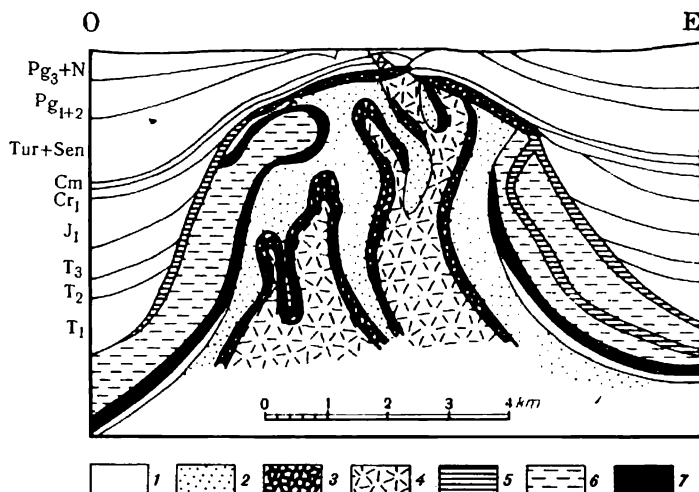


Fig. 41. Plissement au sein du noyau d'un pli diapir (d'après Bentz).

L'âge des couches recouvrant le noyau est indiqué par des indices; 1-7 — roches permienues : 1 — grès du Permien inférieur; 2 — marnes du Permien inférieur; 3 — argiles du Permien inférieur; 4 — sel du Permien inférieur; 5 — anhydrites du Permien supérieur; 6 — sel du Permien supérieur; 7 — calcaires du Permien supérieur.

Dans la structure de ces dômes participent au moins trois groupes de roches se trouvant dans des conditions de gisement différentes. Le groupe principal occupe une position centrale et est constitué par du sel, roche très plastique et de faible densité. Ce groupe pouvait avoir à l'origine une épaisseur uniforme sur une grande étendue. Au cours de la déformation il a subi des écrasements en certains points et son matériau a été expulsé vers d'autres points où son épaisseur s'est vue en conséquence augmenter. Ces montées de mas-

ses plastiques portent le nom de *noyau de percement*; elles peuvent acquérir la forme de lentilles, de lames, de cônes, de cylindres ou de piliers. En maints cas ces noyaux de percement prennent la forme de champignon. La hauteur du noyau peut atteindre plusieurs kilomètres pour un diamètre de plusieurs centaines de mètres. Si les roches du groupe plastique sont feuilletées, on remarque au sein du noyau de percement des formations compressées en des plis isoclinaux très serrés (fig. 41). Les roches gisant au-dessus du groupe plastique sont soulevées sous la pression du noyau et se présentent habituellement sous forme de dôme accidenté de cassures. Un phénomène typique est l'injection du groupe plastique au sein des couches de couverture suivie de leur percement avec écartement des bords.

La nature du groupe sous-jacent aux roches plastiques est habituellement mal étudiée. Il est toutefois certain que sa disposition diffère de celle des groupes supérieurs. Quelquefois le groupe de roches inférieures gît en position horizontale non perturbée, ou bien constitue une série monoclinale, ou enfin se présente en cuvette ou en dôme qui contrastent avec les formes plissées des couches supérieures. Il peut parfois constituer une mosaïque de blocs différemment abaissés et soulevés par un jeu de failles.

Le noyau des plis diapirs peut être constitué d'argile malléable ou de fines passées d'argiles alternant avec des marnes.

De nombreux dômes de sel sont connus dans la dépression pré-caspienne. Les plis diapirs à noyaux d'argile se rencontrent dans les Presqu'îles de Kertch, de Taman, d'Apchéron.

Chapitre 5

CONDITIONS PRINCIPALES DE FORMATION DES PLIS

VARIANTES MÉCANIQUES DES PLIS

Les roches des couches peuvent se plisser de deux façons : par *flexion transversale* et par *flexion longitudinale*.

Dans le premier cas les couches sont plissées sous l'action de forces s'exerçant dans la direction normale à la surface de la couche. Pour que la couche se plisse il faut un couple de forces (fig. 42). Les plis formés ainsi sont des plis de flexion transversale. Les plus typiques d'entre eux sont engendrés par l'action de forces verticales appliquées à des couches horizontales. Par exemple, un pli de flexion transversale s'observe dans des couches recouvrant un soubassement cristallin au-dessus d'un des blocs soulevé et limité par des failles. Les forces opposées, constituant des couples avec les forces dirigées de bas en haut, sont engendrées par la gravité qui maintient en place les couches d'au-delà du bloc soulevé.

La flexion longitudinale est le fait de l'action d'une force de compression s'exerçant parallèlement aux couches. Ces dernières au cours de la compression longitudinale perdent leur équilibre et au lieu de se déformer en gonflant se plient (voir plus en détail ch. 10).

Le rôle de la structure feuilletée dans les flexions transversale et longitudinale est différent. La flexion transversale même dans le cas de l'absence de divisions mécaniques déterminées par la stratification conduira à une déformation par plissement. C'est ainsi que si les couches ne sont que dessinées sur le flanc latéral d'un

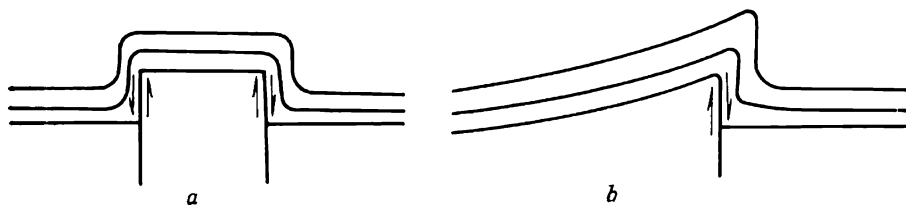


Fig. 42. Couples de forces mis en action au cours de la formation du pli de flexion transversale :

a — pli symétrique ; *b* — pli dissymétrique.

échantillon plastique et, par suite, ne jouent aucun rôle mécanique, elles seront après déformation ployées en des plis de flexion transversale.

Au cours d'une flexion longitudinale la stratification joue au contraire un rôle fondamental: en l'absence de stratification les plis ne se forment pas, car la condition nécessaire de la mise en place des plis dans les cas de flexion longitudinale est la possibilité pour les couches de glisser les unes sur les autres (fig. 43). Au cours du plissement d'un paquet de couches séparées par des surfaces de

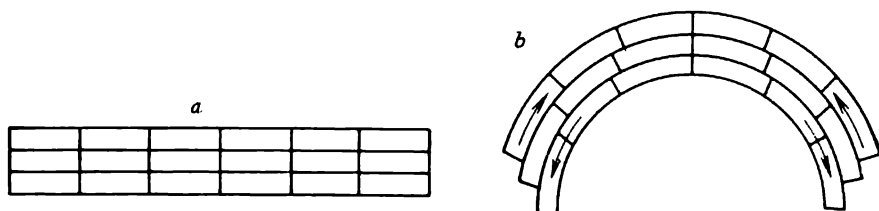


Fig. 43. Glissement des couches au cours d'une flexion:

a — position initiale des couches; *b* — couches plissées. Les flèches indiquent le glissement relatif des couches.

glissement facilité chaque couche se déplace par translation vers la voûte anticlinale relativement à la couche sous-jacente et vers la charnière synclinale relativement à la couche susjacente. Par suite de frottement chaque couche au sein du paquet de couches se trouve soumise au cours de la flexion à un couple de forces dont l'une, s'exerçant au toit de la couche, est dirigée vers la voûte de l'anticlinal et l'autre, s'exerçant au mur de la couche, est orientée vers la charnière du synclinal. Ce couple de forces tend à provoquer dans la couche une déformation de décrochement.

Dans le cas d'une flexion transversale la structure finale est entièrement déterminée par les conditions de déformation: répartition des actions des couples de forces dans le plan et déplacements provoqués par ces forces; quant aux propriétés mécaniques des couches déformées elles ne jouent qu'un rôle secondaire et n'influent que sur les détails de la structure. Au contraire dans le cas d'une flexion longitudinale l'influence des propriétés des couches sur la forme des plis est beaucoup plus grande. Pour une même force de compression ou pour un même raccourcissement longitudinal du paquet de couches la dimension des plis est fonction de la viscosité des couches et de leur épaisseur (voir ch. 10). Au cours d'une flexion longitudinale la vigueur des plis ainsi que la largeur de la zone de leur extension dépend énormément de la résistance au refoulement vers le haut des couches supérieures, phénomène qui de son côté est fonction du poids et des forces de cohésion interne de ces couches. Les plis se forment à une certaine distance de la surface

exigent pour leur développement que les roches supérieures se soulèvent, ils seront donc plus aplatis et s'étendront sur une plus large zone que les plis formés à la surface.

Au cours de la flexion transversale les couches sont étirées le long de tout le pli, car après la flexion elles deviennent plus allongées qu'auparavant. Les couches demeurent dans des conditions d'extension tout au long du processus de formation des plis.

Dans les plis de flexion longitudinale les aspects mécaniques sont plus complexes : ils se modifient au cours du processus de formation des plis. Après un bref raccourcissement longitudinal uniforme des couches, qui s'accompagne d'une augmentation d'épaisseurs, ces dernières en perdant leur stabilité commencent à se plisser. Cette flexion s'associe à un glissement des couches les unes sur les autres. Durant cette phase l'épaisseur des couches ne varie pas et les plis formés sont concentriques.

Mais, à mesure que la disposition des couches sur le flanc des plis devient plus inclinée, on voit naître et grandir la composante de la compression, dirigée normalement aux couches. Son apparition est due au fait que dans la compression sont entraînés non pas des couches isolées mais des paquets épais de couches, au sein desquels la pression est transmise (après le plissement des couches) non seulement le long des couches mais également de couche à couche par leur surface de contact. Les couches s'étranglent ainsi mutuellement sur les flancs des plis normalement à la stratification.

Il en résulte un écrasement des couches sur les flancs, qui diminuent d'épaisseur avec transport du matériau des flancs vers les charnières des plis où, par contre, l'épaisseur augmente. C'est la phase de redistribution du matériau dans les couches qui marque la transformation des plis concentriques en plis semblables (voir fig. 38, *b*). Pendant un certain temps le plissement, le glissement mutuel des couches et la redistribution du matériau dans ces dernières s'effectuent parallèlement mais progressivement, le rôle relatif de la redistribution augmente.

Le résultat final du plissement de flexion longitudinale affectant une série de couches comporte un rétrécissement de toute la masse stratifiée dans le sens des forces de compression et un allongement dans le sens perpendiculaire à ces dernières. Or, perpendiculairement à la direction de la compression se disposent les plans axiaux des plis. C'est donc parallèlement à ces plans que s'effectue l'allongement de la masse stratifiée. Notons en outre que dans cette déformation globale de la série stratifiée interviennent aussi un écrasement des couches sur les flancs et leur épaississement dans les charnières : cette redistribution du matériau est conforme au plan général de la déformation, c'est-à-dire à un raccourcissement dans la direction de la compression et à un allongement dans la direction perpendiculaire.

La déformation s'effectuera de la même façon, dans des conditions analogues de compression, si on a affaire à un corps non stratifié : ce dernier se rétrécira dans la direction de l'axe de compression et s'allongera dans le sens perpendiculaire à cet axe. Mais dans un corps non stratifié la déformation se réalisera par glissement (inter ou intragranulaire) sur des surfaces définies par des contraintes tangentielles maximales quand dans une masse stratifiée le même effet est obtenu par flexion avec glissement des couches les unes sur

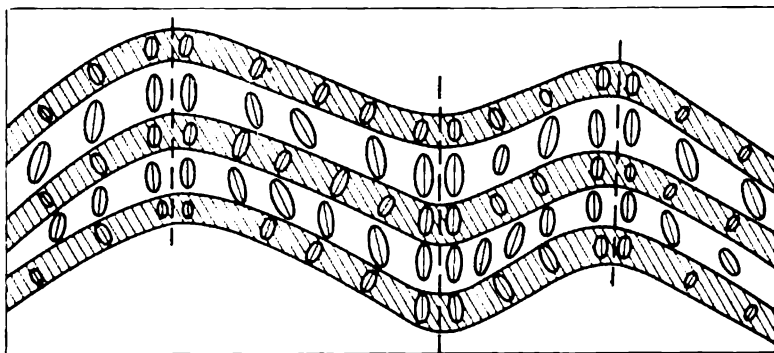


Fig. 44. Position des ellipses de déformation dans des couches plissées. Modèle. On a hachuré les couches plus visqueuses.

les autres. Ce n'est qu'au *sein* des couches que la déformation s'effectue par translation sur des surfaces de contraintes tangentielles maximales. Mais dans ce cas au sein du pli la position des axes de déformation dans l'espace se modifie en se différenciant presque partout des directions de compression et d'allongement qui correspondent à la déformation de la masse rocheuse toute entière.

La fig. 44 montre les résultats obtenus dans une expérience de compression longitudinale d'une substance plastique stratifiée. On a hachuré les couches plus visqueuses et laissé en blanc les couches moins visqueuses. Sur les faces latérales des couches quand elles étaient encore horizontales on a dessiné des ronds. On voit qu'après la déformation tous les ronds sont devenus des ellipses, on peut donc déterminer la position des axes de déformations longs et courts en des points différents du modèle. Ce n'est que dans les charnières des plis que la position de ces axes correspond au plan général de la déformation (compression quasi horizontale et allongement vertical). En tous les autres points elle s'écarte de ces directions. En outre, pour les couches plus visqueuses on observe dans les anticlinaux des virgations des axes longs des ellipses en éventail s'ouvrant vers le haut, tandis que pour les couches moins visqueuses dans les mêmes anticlinaux les virgations en éventail s'ouvrent vers le bas.

L'étude de cette image peut suggérer que les ellipses se sont étirés dans les couches horizontales soumises à la compression longitudinale avant leur plissement. Dès l'inflexion les ellipses des couches rigides commencent à pivoter en suivant la courbure des couches en s'ouvrant en éventail dans les voûtes des anticlinaux, car dans ces couches la déformation se limite presque entièrement à une inflexion. Dans les couches tendres à l'inflexion s'est ajoutée une déformation de décrochement engendrée par un glissement relatif des couches voisines (la couche sus-jacente se déplaçant vers la voûte de l'anticlinal et la couche sous-jacente vers la charnière du synclinal). Le décrochement a agi sur la position des ellipses en sens inverse de l'inflexion : quand l'inflexion faisait virguer les ellipses dans l'anticlinal en les ouvrant en éventail vers le haut, le décrochement les faisait pivoter en sens contraire. Dans les couches rigides où la déformation de décrochement est faible c'est l'effet d'inflexion qui domine ; dans les couches tendres par suite d'une forte déformation de décrochement c'est ce dernier qui détermine essentiellement la position des ellipses.

Le transport du matériau dans les couches se réalise à des vitesses différentes et, par suite, aboutit à des résultats différents dans des couches de viscosité inégale. Les couches moins visqueuses s'écrasent plus fortement sur les flancs et s'épaississent davantage dans les charnières que les couches plus visqueuses. Dans ces dernières on peut même ne pas observer de mouvements de matériau quand dans les couches voisines moins visqueuses s'effectuent des transports de matériau.

Le matériau stratifié refoulé dans les charnières se froisse souvent en de plissements secondaires. Sur les flancs de grands plis on observe quelquefois des plis de nature secondaire dits « déferlants » ; ils sont le résultat d'un écrasement différentiel des couches dont le matériau est expulsé d'un compartiment du flanc et refoulé vers un autre (fig. 45).

Tous ces plis secondaires sont des plis dysharmoniques relativement au pli principal de grande échelle.

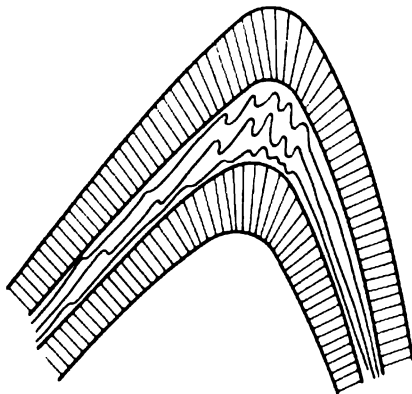


Fig. 45. Plis dysharmoniques des replis secondaires observés dans les couches moins visqueuses des flancs et de la charnière d'un grand pli (schéma). Les couches plus visqueuses ont été hachurées.

Il faut ici noter que le plissement dysharmonique est toujours le résultat d'une association plus ou moins compliquée de compartiments d'extrusion et de refoulement de couches. Ce phénomène peut se dérouler à des échelles très variées. On a montré à la fig. 39 un exemple de dysharmonie complexe. L'étude de ce dessin montre clairement que la clef de la dysharmonie gît dans des modifications différentielles de l'épaisseur de certaines couches qui de leur côté sont le résultat de multiples extrusions et refoulements de matériau des couches.

Les plis dysharmoniques « déferlants » sont souvent de façon erroné confondus avec des plis d'« entraînement » dont la formation est attribuée à des glissements de couches les unes sur les autres au cours du plissement : d'après cette interprétation la couche supérieure plus rigide glisse sur la couche inférieure plus tendre entraînant derrière soi le matériau de la couche tendre en le plissant. Or, mécaniquement, ce processus n'est pas possible. Un plissement dysharmonique des couches s'exprime toujours par une extrusion du matériau de certains compartiments et son refoulement dans d'autres où justement se forment les plissotements. La déformation de décrochement ne conduit pas à de tels écrasements différentiels de la couche. Un argument de poids contre le mécanisme d'entraînement est le développement maximal des plis dysharmoniques dans les charnières de grands plis où le glissement des couches les unes sur les autres n'intervient pas.

Plus haut quand on a parlé du rétrécissement des dimensions de la série plissée en direction de la compression et de l'augmentation de ses dimensions dans la direction perpendiculaire on présumait une compression se réalisant dans la direction horizontale ainsi qu'un allongement, de direction verticale. Or ces axes de déformation ne constituent qu'un cas particulier. Celui-ci correspond à la formation de plis droits à plans axiaux verticaux. Les plis déversés et couchés laissent présumer une autre orientation des axes de déformation. Comme l'axe de compression maximale est toujours dirigé perpendiculairement au plan axial des plis et l'axe d'allongement maximal se trouve dans le plan perpendiculaire à l'axe de compression maximale et est dirigé normalement à la charnière du pli, les plis couchés attestent que l'axe de compression maximale a été dirigé verticalement et l'axe d'allongement maximal, horizontalement. La compression verticale ne peut résulter que de la pesanteur des roches susjacentes. Si sa grandeur subissait des variations différentielles les couches pouvaient faire extrusion des points fortement comprimés pour être refoulées vers des compartiments de moindre pression en s'allongeant horizontalement.

Les mécanismes de flexions transversale et longitudinale peuvent quelquefois constituer des enchevêtrements fort complexes de sorte que dans une même série soumise à des déformations il n'est

pas rare d'observer en même temps des plis des deux types. Un exemple de cette rencontre de mécanismes différents nous est fourni par des plis diapirs. En effet au sein du noyau de percement les couches plastiques sont sous l'action d'une compression longitudinale. Cette dernière est engendrée par le refoulement du matériau des compartiments voisins d'où ce matériau est expulsé. En même temps les couches du groupe supérieur gisant au-dessus des masses plastiques se soulèvent vers le haut et se retrouvent dans des conditions de flexion transversale entretenues par la pression qu'exerce sur elles d'en bas le noyau de percement (voir fig. 41).

PLISSEMENTS ET LEURS DIFFÉRENTS TYPES MORPHOLOGIQUES

Dans le chapitre précédent on a passé en revue les variantes morphologiques de plis pris isolément. Dans la Nature les plis se présentent en général en groupes plus ou moins importants occupant un certain espace. Cet ensemble de plis recouvrant une aire bien déterminée est dénommé *plissement*.

Les observations montrent que le type morphologique de plissements est fonction de la forme des plis qui les composent ainsi que de leur disposition mutuelle en plan et en profil.

On peut distinguer deux types morphologiques principaux de plissements: le *plissement parallèle*, ou *parfait* (*holomorphe*) et le *plissement discontinu* (ou *idiotorphe*).

Le plissement parfait (ou holomorphe) se caractérise par les propriétés suivantes:

1. Une succession continue de plis sur une certaine aire. Les couches dans les limites de cette aire sont partout plissées de sorte qu'il ne reste pas de place pour des terrains non disloqués. Ce type de plissement occupe entièrement l'aire de distribution de la région ou zone plissée.

2. Un développement égal des plis anticlinaux et synclinaux. Leur largeur et amplitude sont en général de même ordre de grandeur. La forme de ces plis est aussi identique.

3. L'allongement des plis. Ces derniers sont étirés et leur longueur dépasse de beaucoup leur largeur. Les plis sont parallèles entre eux et ont une direction commune au sein de larges faisceaux. Si la direction des plis varie, cette variation concerne un large faisceau.

4. Un pendage orienté des plis. Au sein de larges faisceaux de plis on observe un pendage uniforme dans un sens ou l'autre. Quand on traverse une région plissée en recoupant la direction des plis, on observe quelquefois des variations dans l'inclinaison des plans axiaux, mais ces variations concernent toujours un grand nombre de plis contigus. Un exemple de plissement parfait, ou holomorphe, nous est fourni à la fig. 46.

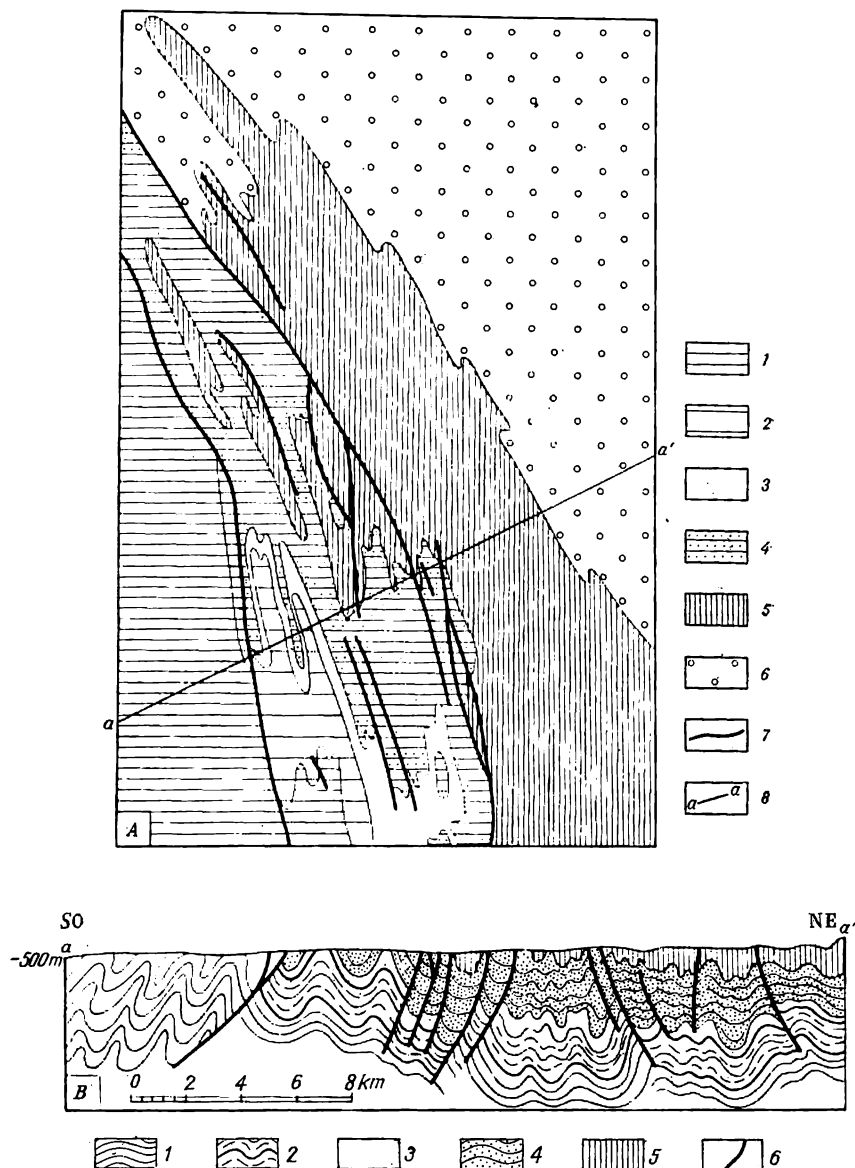


Fig. 46. Exemple de plissement parfait (holomorphe). Chaîne de Salairsk (marge occidentale du bassin de Kouznetzk) (d'après V. Yavorski):

A — carte schématique, 1 — Dévonien moyen; 2 — Carbonifère inférieur; 3 — Carbonifère supérieur; 4 — Permien inférieur; 5 — Permien supérieur (série non houillère); 6 — Permien supérieur (Koltchougien); 7 — ruptures tectoniques; 8 — ligne de la coupe; B — coupe géologique; 1 — Dévonien moyen; 2 — Carbonifère inférieur; 3 — Carbonifère supérieur; 4 — Permien inférieur; 5 — Permien supérieur; 6 — ruptures tectoniques.

Une particularité caractéristique du plissement parfait, ou holomorphe, est que les plis isolés n'y constituent pas d'unités structurales indépendantes. Ils font partie d'une structure commune et leur direction, leur pendage et leur forme sont des éléments d'un style commun de plissement propre à la région donnée. Ce plissement ne doit apparaître que du fait d'un froissement général de toute la série de roches affectées par des compressions essentiellement de direction horizontale, parallèle aux couches.

Le plissement discontinu, ou idiomorphe, possède des traits opposés à ceux qui ont caractérisé le plissement précédent. Ces traits sont :

1. La discontinuité ou l'isolement des plis. Le développement de ces plis isolés est un trait caractéristique des régions de terrains se disposant horizontalement.

2. Le développement inégal des anticlinaux et des synclinaux. Un cas typique est la présence d'anticlinaux en l'absence de leur antithèse normale, les synclinaux. A la place des synclinaux on trouve entre des anticlinaux des compartiments où les couches gisent horizontalement. La forme de ces compartiments est entièrement fonction de la forme des anticlinaux et de leur disposition mutuelle. Là où les anticlinaux se rapprochent suffisamment on voit se former dans l'intervalle des structures rappelant des synclinaux. Mais en suivant un tel synclinal on constate que dans son prolongement les terrains deviennent horizontaux aussitôt que les anticlinaux voisins s'écartent quelque peu ou se terminent en direction.

3. L'absence de formes étirées (de plis longs). Les soulèvements isolés constituant ce type de plissement sont essentiellement représentés non pas par des plis longs, étirés dans le sens de la longueur, mais par des brachyanticlinaux et des dômes. Parmi les formes les plus répandues il faut mentionner les soulèvements circulaires et de configuration irrégulière. On rencontre quelquefois des soulèvements de longueur plus grande (bombements) mais ils sont isolés, de direction non continue et variant d'un bombement à l'autre. Au cas où un certain nombre de brachyanticlinaux et de bombements se disposent parallèlement et ont une même direction, l'individualité de chaque soulèvement est soulignée par des différences morphologiques importantes : des soulèvements contigus présentent des formes, des dimensions et des amplitudes très différentes.

4. L'absence de pendage orienté. Un grand nombre de soulèvements appartenant au plissement discontinu, ou idiomorphe, sont dissymétriques : l'un des flancs est plus incliné que l'autre. Mais cette dissymétrie n'a rien de régulier à la différence de ce qui aurait pu se passer dans un plissement parfait. Dans deux anticlinaux voisins elle peut se manifester de façon différente et avoir une orientation opposée. De plus pour un même anticlinal le degré et le sens de la dissymétrie peuvent également varier.

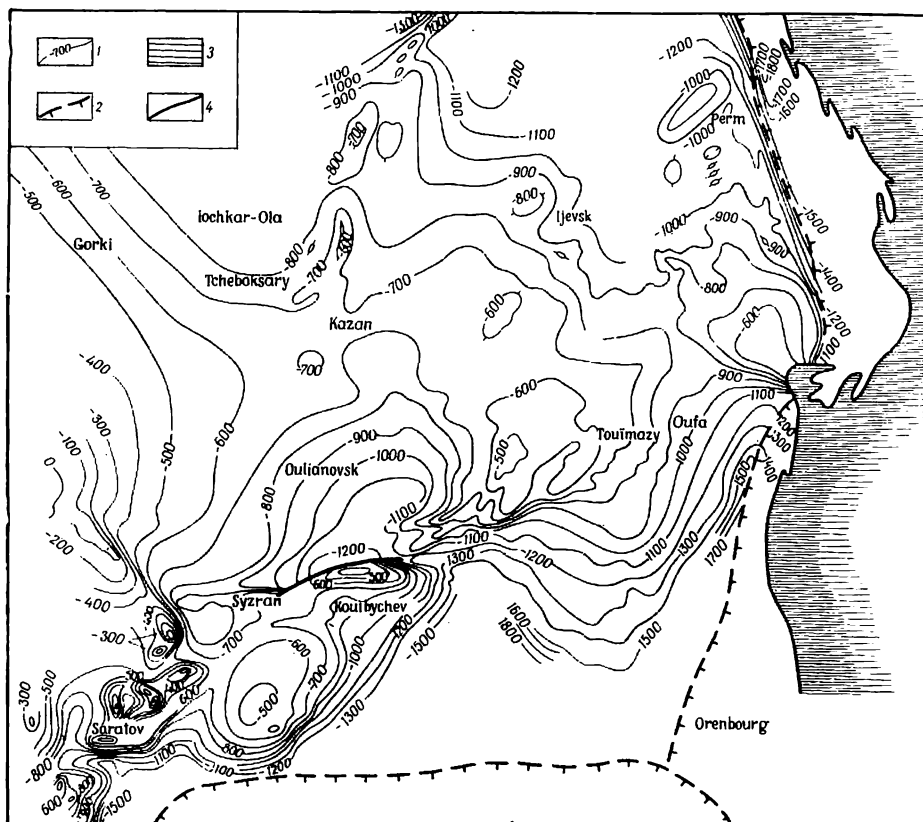


Fig. 47. Exemples de plissement discontinu, ou idiomorphe. Carte structurale de la région de la Volga et de l'Oural, tracée suivant le toit de l'horizon vereisien (d'après S. Egorov et coll.):

1 — courbes de niveau en mètres; 2 — frontière de la dépression pré-caspienne et de l'avant-fosse de l'Oural; 3 — plis de l'Oural; 4 — rupture tectonique.

N. Shatski a proposé de désigner les anticlinaux à sommet plat et les synclinaux à fond plat par les termes *plakanticlinal* et *plakosynclinal* (de l'ancien grec *plakos* qui veut dire plaine: on a en vue des plis typiques des « plaines tectoniques » c'est-à-dire des plates-formes).

On a montré sur la fig. 47 des exemples de plissement discontinu, ou idiomorphe.

Les formes structurales du plissement discontinu sont extrêmement variées au point de vue morphologique. C'est ainsi que sont très répandus les dômes de formes circulaires, ovales ou irrégulières. L'inclinaison des flancs varie de quelques degrés à 30° (on observe

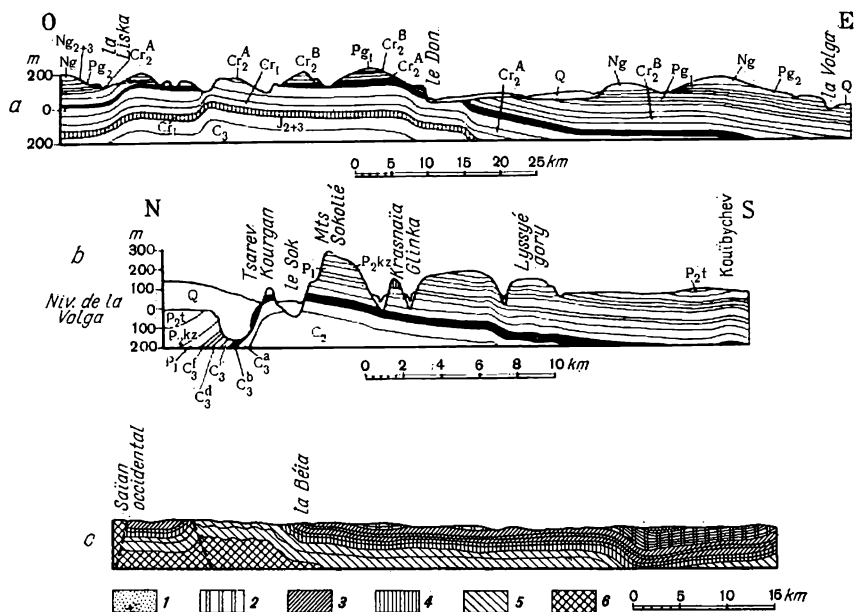


Fig. 48. Exemple de plis en montagnes-blocs accidentés de flexures sur leurs flancs:

a — bombement Dono-Medveditski; b — Jigouli; c — pli de la dépression Minoussinskaïa (d'après I. Louchitski); 1 — dépôts carbonifères du Primaire supérieur; 2 — Carbonifère inférieur; 3 — Dévonien supérieur; 4 — Dévonien moyen; 5 — Dévonien inférieur; 6 — soubassement plissé du Primaire inférieur.

dans la majorité des cas des pendages faibles, de quelques fractions de degré à plusieurs degrés). Le diamètre des dômes oscille de plusieurs centaines de mètres jusqu'à des dizaines de kilomètres. De même l'amplitude du soulèvement des couches est très inégale, de quelques mètres à 1 ou 2 km.

Parmi les formes particulières au plissement discontinu il faut mentionner les soulèvements en coffre (pli coffré) aux sommets aplatis et aux flancs proches de la verticale (ou avec un flanc en pente douce et l'autre raide). C'est le cas des soulèvements du bombement Dono-Medveditski et des Jigouli sur la plate-forme russe (fig. 48, a, b). Ils s'allongent sur des centaines de kilomètres avec une amplitude qui atteint plusieurs centaines de mètres. Le soulèvement des Jigouli est dissymétrique: le flanc Sud étant de pente très douce, tandis que celui du Nord est par endroits vertical et affecté de cassures. Les flancs du soulèvement de Dono-Medveditski sont accidentés de flexures en échelons. Sur la fig. 48, c on a montré un pli coffré situé dans la dépression Minoussinskaïa. On rencontre de nombreux plis coffrés de ce type aux Etats-Unis dans les Montagnes Rocheuses.

Sont également très caractéristiques les bombements étirés à large sommet dont un exemple nous est fourni par l'interfluve de Oka et de Tsna sur la plate-forme russe. Il s'étend sur 350 km pour une largeur de 25 à 40 km et une amplitude de 200 à 300 m. La pente sur les flancs ne dépasse pas un degré et demi.

Tous les grands soulèvements du type idiomorphe sont en général accidentés de dômes et de renflements secondaires de forme irrégulière.

Des éléments importants de la structure du plissement discontinu, ou idiomorphe, sont révélés par l'étude de leur coupe en profondeur. On observe très souvent une diminution régulière de l'épaisseur des séries sédimentaires en direction des voûtes des anticlinaux et une augmentation de l'épaisseur des couches dans les bassins résiduels séparant les anticlinaux. Par suite, les couches plus profondes sont plus plissées que les couches voisines de la surface. Certaines séries disparaissent complètement au niveau des voûtes anticlinales et on repère dans les voûtes des lacunes stratigraphiques qui sont comblées sur les flancs ou entre les plis.

Les variations d'épaisseur s'accompagnent souvent de modifications de faciès (composition lithologique) des roches sédimentaires : en direction des voûtes de l'anticlinal les sédiments deviennent plus grossiers. C'est ainsi que les argiles qui sont propres aux bassins séparant les plis et aux flancs de ces derniers passent dans les voûtes aux sables.

Comme la puissance des accumulations est une fonction de l'amplitude de la subsidence de l'écorce terrestre, tandis que leurs faciès marquent la profondeur où s'est effectuée la sédimentation, les renseignements obtenus dans les régions de plissements discontinus sur les variations des épaisseurs et des faciès des sédiments sont des témoignages d'une évolution historique déterminée de ces plissements. Cela veut dire que les plis isolés des plissements discontinus ont subi des soulèvements relatifs sur un fond général de mouvement de subsidence affectant la région toute entière. Ce mouvement de subsidence d'ensemble a conduit à une accumulation d'énormes épaisseurs de sédiments entre les plis. Quant au soulèvement de ces derniers, qui s'est superposé en quelque sorte, comme phénomène de second ordre, au mouvement de subsidence d'ensemble, il a entraîné le fait que les voûtes des plis sont devenues des compartiments de moindre affaissement et, par suite, de plus faible accumulation de sédiments. Dans le modelé du fond de la cuvette marine ces crêtes ont constitué des régions de profondeur relativement faible qui ont exercé une influence sur les faciès des sédiments (fig. 49).

Le soulèvement relatif des plis s'est produit durant l'intervalle de temps qui correspond à la coupe géologique dans laquelle on a décelé des modifications d'épaisseurs et de faciès. La disparition complète de certaines séries dans les voûtes des anticlinaux corres-

pond aux époques de soulèvements relatifs plus rapides que l'affaissement général de la région et qui, par conséquent, de relatifs se sont transformés en absolus.

Dans certains cas cette image simplifiée des variations d'épaisseurs et de faciès dans des plis isolés se trouve compliquée. Ainsi, il arrive, qu'à partir d'un certain niveau stratigraphique les variations d'épaisseurs ne se décèlent plus vers le bas. Cela signifie que le niveau stratigraphique noté correspond à l'époque du début de

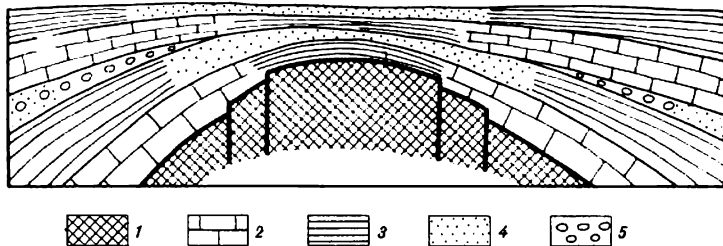


Fig. 49. Variation de faciès et d'épaisseurs des sédiments dans la voûte d'un relief en montagnes-blocs (schéma):

1 — socle; 2 — calcaires; 3 — argiles; 4 — sables; 5 — conglomérats. L'échelle verticale est grossie de plusieurs fois relativement à l'échelle horizontale.

la montée du pli; avant cette époque il n'y avait aucun pli et les couches occupaient une position horizontale.

Dans d'autres cas c'est un phénomène inverse qu'on observe avec la profondeur: augmentation de l'épaisseur des séries sédimentaires en direction de la voûte de l'anticlinal discontinu. En relation avec ce phénomène on observe à mesure qu'on s'enfonce un aplatissement de l'anticlinal. A une certaine profondeur la disposition anticlinale des terrains peut passer à un gisement horizontal (ou monoclinal) et à des niveaux inférieurs, à une disposition synclinale qui sur la coupe verticale correspond à la disposition anticlinale des terrains supérieurs (fig. 50). Ces plis discontinus portent le nom de plis d'inversion. Enfin on rencontre des cas de distribution irrégulière d'épaisseurs dans des assises de roches entraînant d'importantes discordances de formes structurales à des niveaux différents.

Tous les cas mentionnés témoignent de l'histoire compliquée des mouvements de l'écorce terrestre. Si l'épaisseur augmente vers les voûtes des anticlinaux contemporains, cela signifie qu'au temps de l'accumulation des séries à l'endroit où se trouve aujourd'hui l'anticlinal l'écorce terrestre subissait un affaissement local. Puis cet affaissement fit place à un soulèvement relatif correspondant à une diminution des épaisseurs en direction de la voûte de l'anticlinal et à la formation de l'anticlinal lui-même.

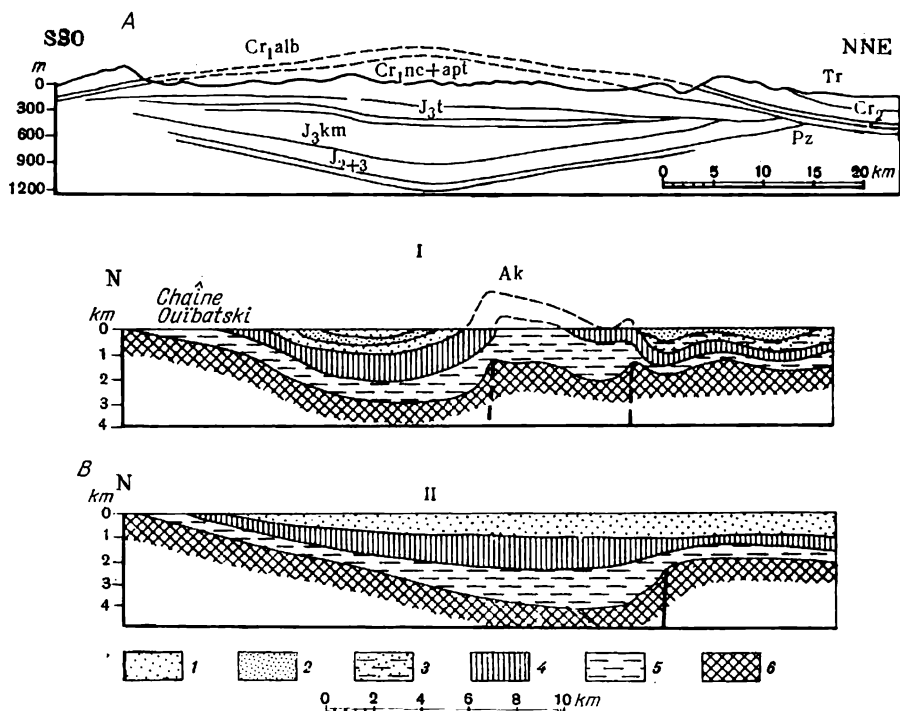


Fig. 50. Exemples de plis en montagnes-blocs formés dans la zone de subsidence antérieure :

A — bombement du Wild en Angleterre du Sud (d'après Lapworth); l'accroissement d'épaisseur des dépôts jurassiques et néocomiens sous la voûte du bombement montre qu'au cours de l'accumulation des sédiments à la place du bombement se trouvait une dépression. B — anticlinal en montagnes-blocs de la dépression Minoussinskaïa (d'après A. Mossakowski). I — situation actuelle (coupe); II — coupe paléotectonique montrant la répartition des épaisseurs des sédiments avant le soulèvement de l'anticlinal. L'anticlinal (Ak) s'est formé à l'endroit où l'épaisseur du Dévonien moyen est faible, c'est-à-dire là où se trouvait la dépression du Dévonien moyen; 1-3 — Dévonien supérieur; 4-5 — Dévonien moyen; 6 — Dévonien inférieur.

Dans d'autres cas les compartiments, tantôt soulevés, tantôt affaissés pouvaient varier de nombreuses fois, de sorte que la répartition actuelle des plis discontinus de formes diverses n'est que le résultat global de mouvements verticaux de l'écorce terrestre aux séquences fort compliquées.

En définitive aussi bien l'aspect extérieur du plissement discontinu, ou idiomorphe, que les événements essentiels de l'histoire de son évolution montrent qu'il est le résultat de soulèvements indépendants de plis sous l'impulsion de flexions transversales locales de couches soumises à des forces dirigées de bas en haut.

A côté de ces deux types morphologiques principaux de plissement on peut distinguer un plissement *morphologique transitoire*

qui réunit dans une certaine mesure les traits du plissement parfait et du plissement discontinu. Ce type comprend les *plis diapirs*, les *plis en crêtes* (ou de style éjectif) et les *plis coffrés* (ou de style déjectif).

Nous avons déjà mentionné que les plis diapirs embrassaient des mécanismes de flexions longitudinale et transversale. Si on envisage les plis se formant au sein même du noyau de percement, il est évident que l'ensemble de leurs traits permet de les ranger dans la catégorie du plissement parfait. Quant au renflement en dôme du groupe de couches supérieures passivement soulevées au-dessus du noyau de percement, il constitue un élément typique du plissement discontinu. L'aire de dispersion des plis diapirs, envisagée sous l'angle de la morphologie de la structure superficielle, se caractérise par une extrême « discontinuité » du plissement quoique aux niveaux inférieurs et au sein même des noyaux de percement le type de plissement soit tout à fait différent. C'est justement ce mélange de types de plissement différents qui autorise de ranger les plis diapirs dans le groupe de plissements à morphologie transitoire.

Les plis en crêtes de style éjectif typique se présentent sous forme d'anticlinaux bien marqués (droits, déversés, ou en éventail) alternant avec de larges synclinaux à fond plat (fig. 51). Ce type de plissement comme on voit se caractérise par un développement inégal d'anticlinaux et de synclinaux ce qui le rapproche du plissement discontinu. Or les synclinaux n'y disparaissent pas complètement mais deviennent très larges et à fond plat. De plus ce type de plissement à la différence du plissement discontinu se caractérise par des alignements bien marqués (les anticlinaux sont représentés par des bombements allongés ou des brachyanticlinaux). Dans plusieurs cas on a constaté que les noyaux des anticlinaux de ce style de plis étaient constitués de matériaux plastiques éjectés de dessous de larges synclinaux voisins. Quelquefois ce matériau plastique perce en langue la voûte de l'anticlinal en formant une petite nappe de charriage (fig. 52). On voit ainsi que par leur structure interne les plis du type éjectif ressemblent aux plis diapirs et ne s'en différencient que par leur alignement.

On range également dans le groupe transitoire le plissement constitué de multiples grands plis coffrés couvrant de larges espaces. Ces grands plis coffrés sont très développés au Daghestan (Caucase du Nord-Est). Chaque anticlinal coffré rappelle un pli discontinu (par exemple, le soulèvement de Jigouli ou le bombement Dono-Medveditski). Ces plis auraient pu se former à la suite d'un repli transversal des couches locales; on est en droit donc de supposer des soulèvements séparés de blocs du soubassement au-dessous de chaque pli. Par contre leur développement généralisé sur une aire importante les allie au plissement parfait. C'est pourquoi ces plis coffrés ont été rangés dans une catégorie morphologique transitoire.

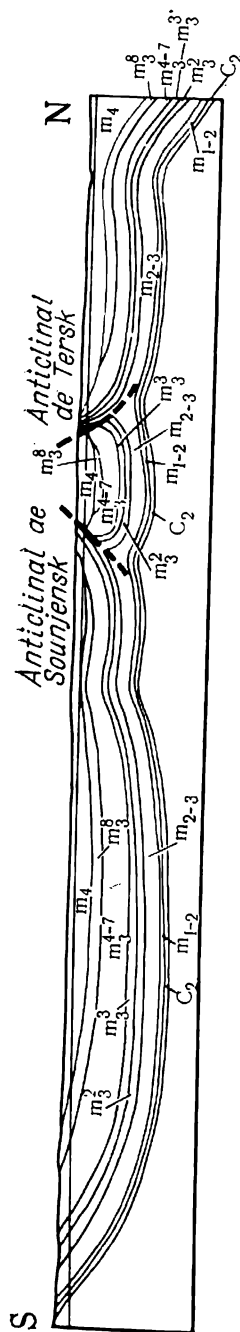


Fig. 51. Exemple de plissement en crête (style éjectif). Coupe à travers la dépression de Tersk dans le Daghestan du Nord (d'après I. Brode):

C₂ — Crétacé supérieur; m₁₋₂ — Paléocène et Eocène; m₂₋₃ — Oligocène (Malkopien); m₃, m₃⁴⁻⁷; m₃⁸ — Miocène; m₄ — Pliocène.

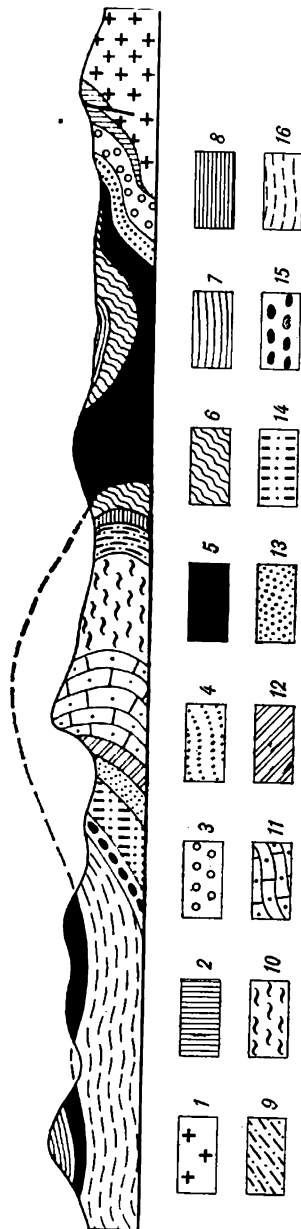


Fig. 52. Nappe de charriage mise en place dans le noyau d'un pli diapir du style éjectif (pli en crête). Pli anticlinal du Gros Cerveau, France (d'après G. Corroy):

1 — Phyllades primaires; 2 — dépôts sablo-argileux du Carbonifère; 3 — conglomérats permien; 4 — grès bigarrés continentaux (Trias inférieur); 5 — calcaires finement lités, dolomites, gypses, sel de roche (Trias moyen); 6 — argiles bigarrées et grès, dolomites et gypses (Trias supérieur); 7 — argiles et calcaires alternés (Rhétien); 8 — argiles et calcaires (Jurassique inférieur); 9 — dépôts sablo-argileux (Jurassique moyen); 10 — calcaires et marnes (Jurassique supérieur); 11 — calcaires (Néocomien); 12 — argiles (Aptien); 13 — grès (Cénomannien); 14 — grès (Turonien); 15 — calcaires (Turonien); 16 — marnes et calcaires (Cénomannien). L'emplacement probable de la base de la nappe de charriage érodée a été figuré en pointillé.

INTERPRÉTATION CINÉMATIQUE DES PLISSEMENTS

En distinguant les types morphologiques de plissement on a déjà suggéré les mouvements probables qui auraient pu contribuer à la mise en place de tel ou tel type de plissement. Ces suggestions permettent de relier la classification morphologique à la classification cinétique des plissements fondée sur la conception qu'on se fait des déformations ou des mouvements de matériaux de l'écorce terrestre ayant conduit de façon immédiate à la formation des plis.

Etant donné qu'une morphologie de plissement parfait, ou holomorphe, suggère une mise en place par compression en masse dans le sens horizontal de toute la série de couches concernées, ce plissement peut être appelé dans une classification cinétique *plissement dans la masse* (ou *plissement par froissement général*).

La morphologie du plissement discontinu, ou idiomorphe, témoigne, au contraire, d'une érection séparée de chaque pli. Ce soulèvement isolé ne peut avoir lieu que si des blocs faillés de l'écorce terrestre, possédant des formes variées, ont été élevés à des altitudes différentes, leurs surfaces s'incurvant chaque fois de façon différentielle, tandis que la montée des blocs entraîne la déformation de la couverture se disposant initialement en couches horizontales. En liaison avec ce mécanisme ce plissement peut être dénommé *plissement en montagnes-blocs* (ou *plissement en blocs*). A ce plissement on peut rattacher également la variante morphologique transitoire du pli coffré.

Enfin la structure des plis diapirs et du plissement en crête fait intervenir un mécanisme de transfert par fluage de matériau éjecté d'un point et refoulé vers d'autres. Dans les compartiments de refoulement il se forme des noyaux de percement, soit de forme arrondie (dômes des plis diapirs) soit allongée (anticlinaux en crête). L'ensemble de ces caractères permet de ranger le plissement de ce type dans une classe dénommée *plissement par refoulement* (ou *plissement par injection*).

Certains traits essentiels du mécanisme de mise en place de séries plissées dans leur masse (plissement par froissement général), tels le repli des couches, le glissement des bancs les uns sur les autres et la redistribution du matériau au sein des couches, ont déjà été décrits plus haut. Quant aux aspects complémentaires du mécanisme du plissement des séries dans leur masse ils seront abordés dans les chapitres 10 et 11.

La question des causes de la compression horizontale entraînant le plissement de la série dans sa masse est un des problèmes essentiels et controversés de la géotectonique générale; dans le présent ouvrage il ne sera pas étudié.

La cause des soulèvements relatifs de compartiments de l'écorce terrestre se superposant à une subsidence générale de la région et

qui est liée à la mise en place de montagnes-blocs (plissement en blocs) est également l'objet d'hypothèses géotectoniques. On ne fera ici que quelques remarques complémentaires sur le mécanisme de la formation des montagnes-blocs (plissements en blocs).

Un large développement dans les montagnes-blocs de plis aux formes structurales dissymétriques, dont l'un des flancs est à pente douce, tandis que l'autre est voisin de la verticale, ou de formes accidentées sur les flancs par des flexures en échelons, est un témoignage de la liaison de ces plissements avec des cassures du soubassement et des mouvements verticaux de compartiments de celui-ci. Toutefois cela ne signifie pas que des plis discontinus aux pentes douces et d'allure tranquille ne peuvent être mis en place par des mouvements de blocs. La simulation de la formation de plis du type de montagnes-blocs en recourant à des matériaux plastiques a montré que si de bas en haut on exerce avec un embout rigide une pression locale sur une substance plastique stratifiée (cet embout représentant un bloc du soubassement de l'écorce terrestre exerçant une pression sur la couverture sédimentaire) ce n'est qu'en profondeur au contact avec l'embout, qu'on voit se former un pli coffré au large sommet et des flancs verticaux. Avec l'éloignement du bloc vers le haut, dans le sein de la série stratifiée, le pli s'aplatit progressivement et, si l'épaisseur de la masse plastique est suffisante, il peut passer près de la surface à un large relief de couches aux pentes douces. Il s'ensuit que des reliefs discontinus à sommet large et à l'allure tranquille au niveau de la surface peuvent correspondre en profondeur à des blocs faillés. Ces reliefs à l'allure tranquille sont quelquefois appelés « horst réfléchi » pour les différencier des plis dans la structure desquels on voit immédiatement le lien avec les blocs soulevés de l'écorce terrestre aux contours précis.

Il ne faut pas toutefois oublier que les « structures de tassement » d'origine non tectonique ressemblent beaucoup aux plis tectoniques du type discontinu. La distinction entre ces plis peut être faite au moyen de l'étude de la coupe profonde de ces plis ou en constatant une absence de régularité régionale dans leur distribution.

Le mécanisme de formation de plis par refoulement (plissement par injection) est l'un des plus faciles à vérifier, car il se déroule à des niveaux accessibles à l'observation directe.

Les déformations aboutissant à des plis de refoulement sont directement fonction de l'inégalité de la compression transversale (c'est-à-dire dirigée perpendiculairement à la stratification) de séries de roches plastiques (tel le gypse, l'argile, les marnes finement litées; quelquefois des argiles alternant avec des minces passées de grès).

Dans les cas les plus typiques la compression s'exerce verticalement sur des séries de couches plastiques et est liée à la charge des roches susjacentes.

L'inégalité de la charge peut résulter du fait que les roches recouvrant la masse plastique possèdent en divers points des densités différentes. De son côté les différences de densité peuvent être liées à des variations dans la composition lithologique des roches ou bien à la présence dans la masse des roches de zones de broyage et de trituration qui ont une densité inférieure à celle des roches intactes.

Sous l'influence d'une charge différentielle la série plastique est éjectée des points où elle se trouve sous une plus forte charge et refoulée vers les points où cette charge est moindre.

Or il faut distinguer deux cas : le cas d'absence d'inversion de densité et celui où cette inversion a lieu. Dans le premier cas la

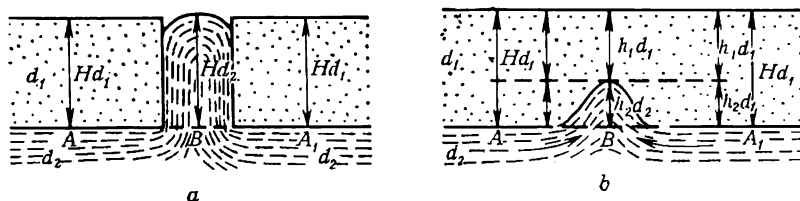


Fig. 53. Schéma du mécanisme de refoulement tectonique :

a — les densités des deux séries, de recouvrement (d_1) et subjacente (d_2), sont égales. Avec la mise en place du pli de refoulement d'une hauteur H la pression sur la surface ABA_1 est partout la même, car $Hd_1 = Hd_2$. La montée ultérieure du pli devient impossible; b — la densité de la série de recouvrement (d_1) est supérieure à celle de la série plastique subjacente (d_2). Au point B la pression sur la surface horizontale ABA_1 est inférieure à celle s'exerçant aux points A et A_1 , car $h_1d_1 + h_2d_2 < h_1d_1 + h_2d_1$. C'est pourquoi le matériau de la couche refoulée doit monter en B (flèches) et la hauteur (h_2) croîtra. Avec l'élévation de l'altitude du pli la différence $h_2d_1 - h_2d_2$ augmente en déclenchant un processus en avalanche.

série fluante refoulée a une densité qui dans l'ensemble ne diffère pas de celle des roches de couverture. A ces conditions le mouvement n'est entretenu que jusqu'à ce que la pression au sein des roches devienne égale pour tout niveau horizontal (les surfaces isobares seront alors horizontales) (fig. 53, a).

Si les deux séries ont la même densité, théoriquement, un équilibre s'établira quand le relief de la surface deviendra horizontal et, en particulier, quand le matériau de la série inférieure montera par les fissures ouvertes de la série supérieure jusqu'au niveau de la surface. En fait, le mouvement s'arrêtera bien avant, vu l'existence d'une limite au fluage du matériau de la série plastique, ainsi que de frottements aux parois des fissures. Il est évident que dans ce cas il est nécessaire pour que les plis de refoulement se forment que la série de couverture possède des fractures.

Des exemples de plis de refoulement liés aux ruptures de la série de recouvrement se rencontrent dans le Caucase du Sud-Est où les noyaux de nombreux plis de refoulement sont composés essentiellement d'argiles du Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien inférieur)

vection dans deux liquides dont l'un de moindre densité se trouve en bas et l'autre plus dense en haut.

Au cours des mouvements de convection le liquide se divise librement en des mailles polygonales. Au centre et à la périphérie de chaque maille le liquide coule dans des sens opposés : le filet liquide monte par la périphérie et descend par le centre de la maille ou

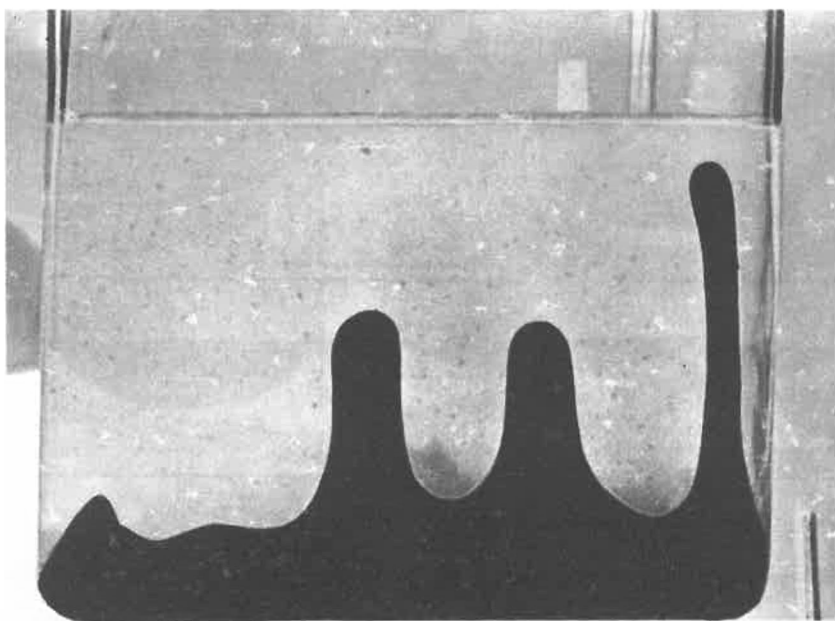


Fig. 55. Un modèle de pli diapir en dôme obtenu avec des liquides visqueux. Le sel est remplacé par le bitume, les couches de couverture, par un sirop sucré transparent.

vice versa. La direction des mouvements et les dimensions des mailles sont fonctions de l'épaisseur des nappes liquides et du rapport de leur viscosité et de leur densité. Ainsi, avec l'accroissement de l'épaisseur de la nappe du liquide léger, les filets ascendants de ce liquide augmentent en diamètre et la distance qui les sépare croît. Autrement dit, la répartition des filets ascendants et descendants se réalise automatiquement. Cependant si dans la série supérieure il y a des cassures ces dernières, tout naturellement, attireront ces mêmes filets.

Les tentatives de simuler le processus de formation des plis diapirs dans des conditions d'inversion des densités en utilisant des liquides visqueux se sont révélées payantes. C'est ainsi que des

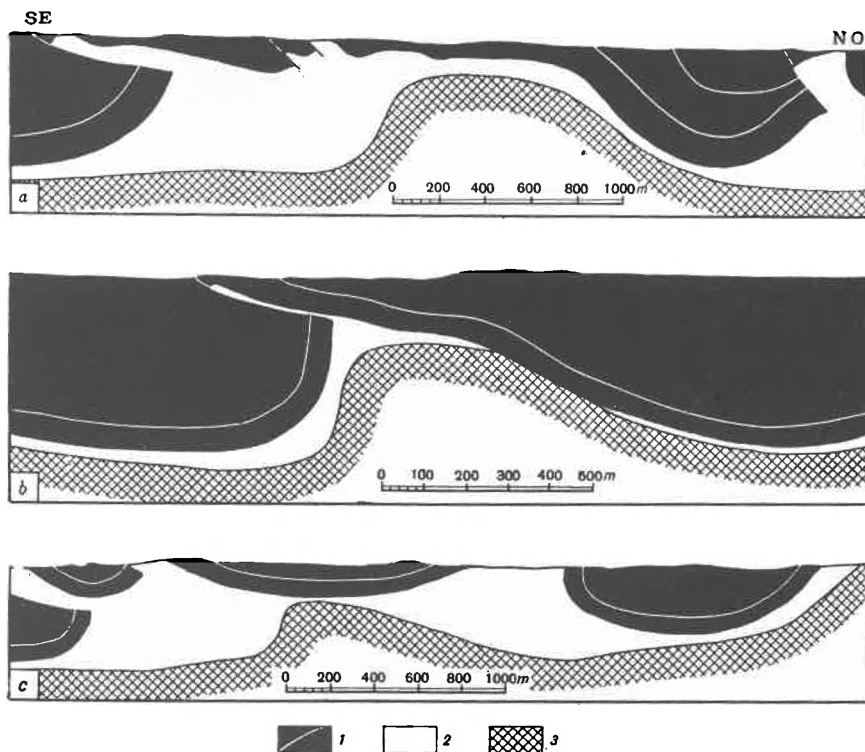


Fig. 56. Expulsion des roches plastiques des voûtes de plis en montagnes-blocs.
Plis de refoulement dans le Sud-Ouest de l'Iran (d'après O'Brien):

1 — série rigide supérieure (Miocène moyen-Pliocène); 2 — série plastique (Miocène inférieur et moyen); 3 — série rigide inférieure (roches d'avant le Miocène moyen).

modèles de plis diapirs en dôme ont été obtenus à l'aide de deux liquides: le bitume qui simule la roche légère et fluante (le sel) et une solution de sucre simulant les roches de recouvrement plus lourdes. La densité du bitume ($0,95 \text{ g/cm}^3$) est inférieure à celle du sirop ($1,1$ à $1,2 \text{ g/cm}^3$). Si le bitume est versé en premier lieu et se trouve au-dessous du sirop, on voit presque aussitôt se déclencher le mouvement qu'on peut bien observer à travers le sirop transparent. A la surface du bitume on voit se former des renflements qui grossissent et se transforment en colonnes qui prennent la forme rappelant beaucoup les dômes de sel naturel des plis diapirs (fig. 55).

Dans certains cas il serait plus correct de relier les plis de refoulement aux pressions sur la masse plastique s'exerçant d'en bas quand les couches de recouvrement plus rigides opposent également une résistance au mouvement. L'inégalité de la pression peut dans ce cas résulter du fait qu'elle s'exerce du bas sur la masse plastique

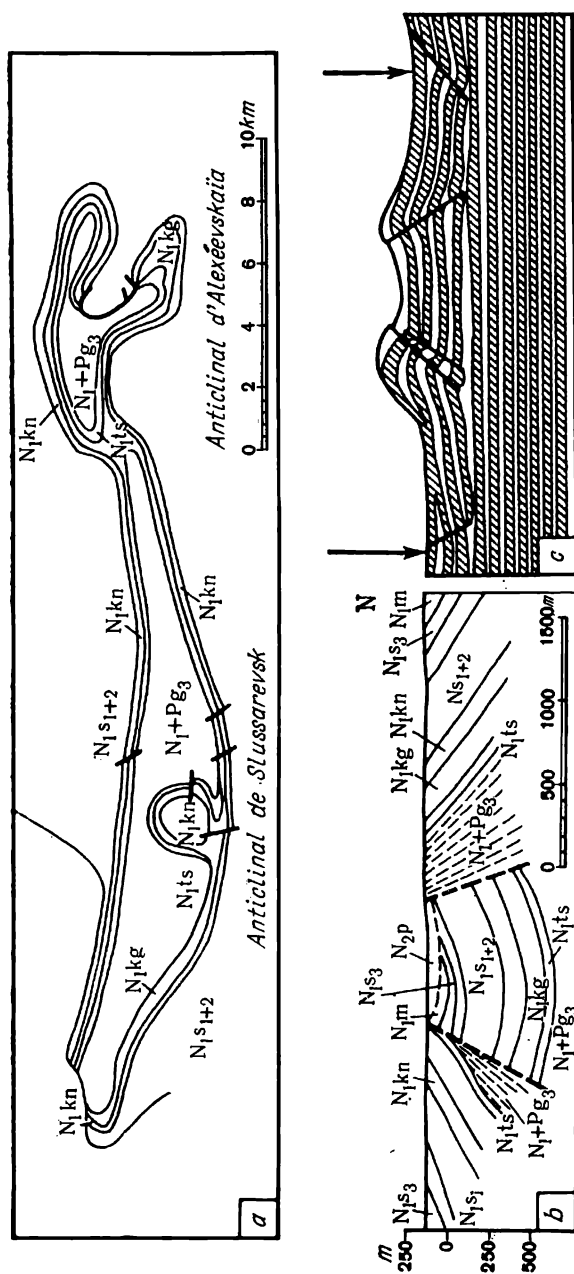


Fig. 57. Cuvettes emboîtées dans des plis de refoulement :

a — cuvettes emboîtées remplies de sédiments conglomérats et sarnaciens inférieurs et accidentant les anticlinaux des diapirs argileux dans la presqu'île de Kertch. Plan (d'après A. Arkhangelski et coll.); b — coupe de l'anticlinal du diapir argileux dans la presqu'île de Kertch avec la cuvette emboîtée (d'après N. Lébedeva); c — modèle de pli de refoulement avec cuvette emboîtée réalisée avec de la graisse à canon (d'après N. Lébedeva). Les flèches montrent le sens de la pression exercée sur les bords de l'échantillon.

par l'intermédiaire des soulèvements de blocs séparés. Les roches plastiques étant écrasées entre des blocs s'élevant d'en bas et les couches rigides qui leur opposent une résistance sont repoussées vers les côtés et ne sont refoulées vers le haut que là où la résistance est plus faible (généralement aux endroits des cassures). C'est sans doute de cette façon que ce sont formés les plis de refoulement montrés à la fig. 56. Mais dans l'ensemble ces conditions de mise en place des plis de refoulement sont moins typiques que ceux qui sont en relation avec des charges inégales s'exerçant d'en haut.

Des particularités forts intéressantes sont signalées dans les plis diapirs avec noyaux de percement composés de roches argileuses qui se sont développés sur les presqu'îles de Kertch et de Taman. Les noyaux de ces plis composés de couches d'argiles de Maïkop (oligocènes) fortement inclinées et broyées, sont en maints endroits accidentés de « cuvettes emboîtées » : dépressions synclinales de configuration circulaire constituées de couches de grès et de calcaire miocène (fig. 57, *a* et *b*). Ces cuvettes se sont formées sous le poids de roches susjacentes repoussant l'argile du noyau plus fortement à la périphérie de ce dernier qu'en son milieu éloigné des roches de recouvrement. Ainsi, dans le centre du noyau en retard on retrouve des dépôts miocènes déjà érodés à sa périphérie. Par la suite les roches miocènes relativement plus lourdes s'enfoncent progressivement en gros blocs dans des argiles de Maïkop relativement légères qui sont repoussées vers les bords. Ces blocs acquièrent une forme répondant à ces conditions, celle de cuvettes arrondies. Sur la fig. 57 on a montré le résultat d'une expérience de simulation de ces « cuvettes emboîtées ».

Chapitre 6

DISLOCATIONS TECTONIQUES DISCONTINUES. NOTIONS ÉLÉMENTAIRES

Les dislocations discontinues, ou de rupture, se divisent en deux groupes principaux : les *ruptures sans déplacement visible* (les fissures) et les *ruptures avec déplacement* (les failles). Dans les anciens ouvrages de géologie les premières étaient appelées diaclases et les secondes, paraclases. On utilisera pour ces deux groupes de dislocations les dénominations de *fissures* et de *failles* (*ruptures avec rejet*). Il faut noter que la définition de fissures comme de dislocations de ruptures sans déplacement est toute conventionnelle, car il n'existe pas de rupture sans déplacement relatif de leurs lèvres. Il y a toujours un déplacement, si petit qu'il soit, qui se manifeste ou sous forme d'écartement des bords de la fissure ou de glissement relatif des bords parallèlement l'un à l'autre. Toutefois, si ces déplacements sont très petits et ne peuvent être discerner à l'échelle de l'étude, on peut les négliger.

LES FISSURES

Les fissures sont un phénomène très courant dans l'écorce terrestre. On les rencontre presque dans toutes les roches à l'exception des très friables ou s'imbibant facilement de sorte que les fissures ne s'y conservent pas.

Individuellement les fissures se distinguent par les dimensions de leur ouverture (intervalle béant), leur longueur, leur forme, leur position dans l'espace et par d'autres éléments de la structure tectonique (nature des plis, linéations de la texture des roches intrusives, etc.).

Selon les dimensions de l'intervalle béant on peut distinguer les fissures cachées, fermées et béantes (ouvertes). Les fissures cachées ne sont pas visibles dans la roche intacte et n'apparaissent que quand cette dernière se fend, car elle se divise suivant certaines directions privilégiées. On comprend sous l'expression de fissures fermées des joints visibles à l'œil nu mais ne présentant pas d'ouverture marquée. Les fissures ouvertes de par la définition possèdent un intervalle béant.

La longueur des fissures est très variée. Certaines ne peuvent être suivies que sur quelques centimètres, tandis que d'autres s'étendent sur des dizaines de kilomètres. D'ailleurs, les accidents de rupture très allongés sont rarement représentés par des fissures, autrement dit, par des ruptures sans déplacement. En général ils se présentent sous forme de ruptures avec rejet marquant une dénivellation plus ou moins grande des lèvres. Habituellement les fissures ont une longueur qui varie entre plusieurs et des dizaines de mètres. Elles constituent la *fissuration* caractéristique des roches observée partout.

La plupart des fissures sont du type intraformationnel, c'est-à-dire qu'elles ne s'étendent pas au-delà des limites d'une couche. Un grand nombre d'entre elles recoupent la couche perpendiculairement, d'autres courent obliquement à la couche. Elles se terminent en atteignant la surface de stratification, c'est pourquoi la longueur des fissures transversales à la couche est plus courte que celle des fissures s'étirant longitudinalement. D'autres fissures sont sécantes : elles recoupent des paquets de couches et leur extension dans des directions différentes est plus ou moins uniforme, néanmoins le contour des fissures est toujours une figure irrégulière.

Suivant la forme on peut distinguer des fissures linéaires, sinueuses ou en zigzag, leurs bords peuvent être lisses, polis ou irréguliers et ébréchés.

Leur position dans l'espace peut être définie par des éléments banaux, la direction et le pendage.

Par rapport à la disposition des couches les fissures peuvent être normales ou obliques à la couche, de même que parallèles à la couche. Par rapport à la direction des plis longs et courts, les fissures peuvent être longitudinales, transversales ou obliques. Dans des formes arrondies ou en dôme on peut distinguer des fissures radiales et concentriques.

Pour les roches intrusives massives la classification des fissures est quelque peu différente se basant sur leur disposition par rapport à la masse rocheuse (voir ch. 9).

La bonne compréhension des conditions de mise en place des fissures est grandement facilitée par la connaissance des règles de leur arrangement mutuel. Les fissures constituent habituellement des « systèmes » ou des faisceaux liés par des conditions de disposition communes. Quelquefois on groupe en un système des fissures mutuellement parallèles ou se disposant de façon identique dans l'espace. Mais on peut grouper en systèmes des fissures se combinant suivant d'autres critères : ainsi, sur un dôme on peut distinguer un système de fissures radiales ou un système de fissures concentriques (fig. 58). Souvent aux terminaisons périclinale ou centripète des plis les fissures font des replis qui répètent les replis des couches tout en conservant tout le temps leur position par rapport à la

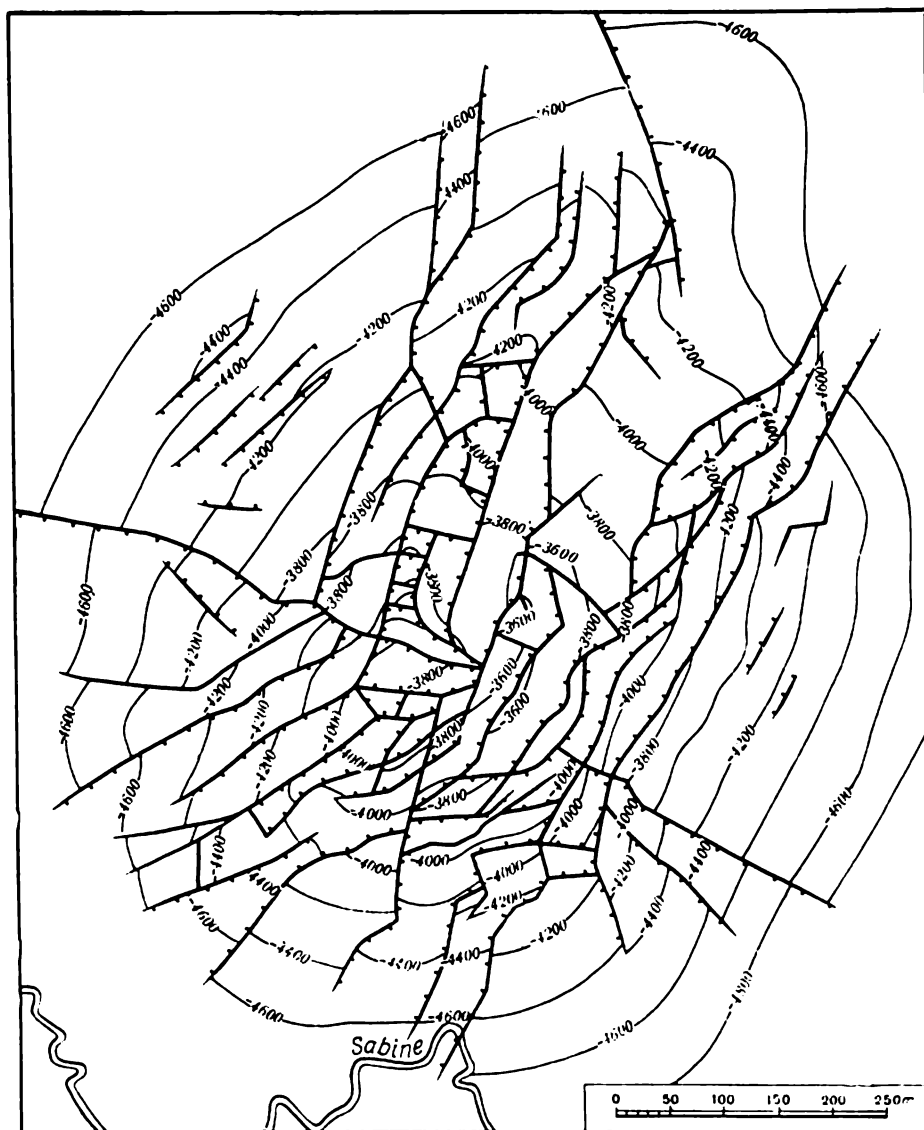


Fig. 58. Systèmes de fissures radiales et concentriques. Dôme Hawkips dans le Texas, Etats-Unis.

Les courbes de niveau indiquent la profondeur de gisement du niveau de base en pieds.
Les traits sur les lèvres affaissées marquent le sens du pendage.

couche; c'est ainsi qu'un groupe de fissures verticales conservent tout au long du pendage périclinal ou centripète leur direction suivant la pente de la couche; un autre groupe reste toujours perpendiculaire ou oblique à la couche, etc. Il semble évident que dans ce cas il est rationnel de distinguer des systèmes de fissures selon leur disposition commune par rapport à la couche.

Dans l'étude des fissures on attache une importance à leur densité, c'est-à-dire au nombre de fissures sur une distance choisie conventionnellement et prise dans la direction perpendiculaire aux fissures. De plus, pour chaque système de fissures on fixe leur fréquence.

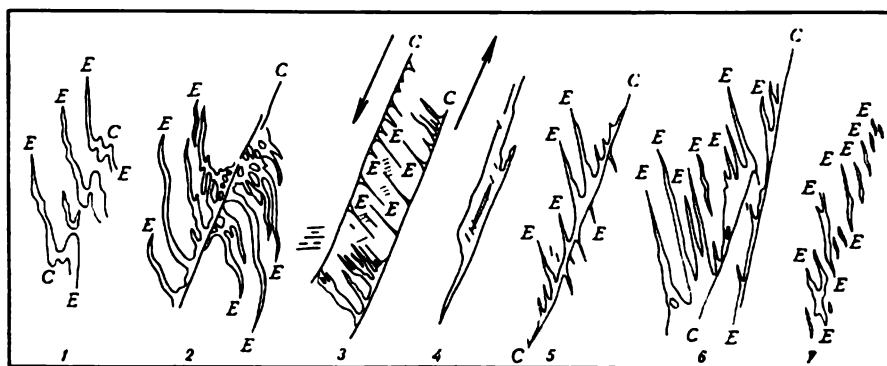


Fig. 59. Fissures dans la zone de décrochement (d'après H. Cloos):

C — cisaillement; E — étirement. Les flèches indiquent la direction du couple de forces pour tous les cas. Dans les exemples 2 à 6 les fissures d'étirement sont à «empennage» par rapport aux fissures de cisaillement, parallèles au décrochement. Les replis des fissures d'étirement dans l'exemple 2 indiquent que l'accroissement des fissures se poursuit au cours de la déformation de décrochement (voir ch. 10).

Si les fissures réunies dans un système sont mutuellement parallèles, la mesure de la fréquence dans tel ou tel système est conduite suivant la droite perpendiculaire à la direction du système. Dans le cas de fissures radiales la mesure s'effectue suivant le périmètre du dôme, et pour le cas de fissures concentriques, suivant ses rayons. Comme la distance entre les fissures isolées varie beaucoup il faut, pour apprécier la fréquence moyenne des fissures, procéder à des mesures sur des étendues importantes comprenant de nombreuses dizaines de fissures d'un même système. Il faut également avoir en vue que dans un même système la fréquence des fissures varie régulièrement avec le passage d'une couche d'une composition et d'une épaisseur à une autre couche d'une autre composition et d'une autre épaisseur: en général la fréquence des fissures augmente avec la diminution de l'épaisseur ainsi que de la rigidité du matériau composant la couche.

Un système de fissures entrecroisées découpe dans la roche des blocs de forme et de dimensions variées. Ces blocs constituent les

divisions de la roche désagrégée. Dans les roches stratifiées le rôle d'une des surfaces de la division des roches est joué par la surface de stratification. La forme des divisions des roches est fonction de l'épaisseur de la couche, de la position réciproque et de la fréquence des fissures de différents systèmes. On rencontre de divisions en blocs cubiques, en masse, en dalles, etc., quoique la terminologie de ces divisions est encore flottante.

On doit distinguer tout particulièrement le système de fissures d'étirement en échelons constituant une frange le long de la zone de décrochements (voir p. 203). Quand parallèlement à un décrochement s'étirent des fissures de cisaillement, à ces dernières s'associent des fissures d'étirement en échelons qui constituent des « fissures à empennage » (fig. 59).

Il faut également noter les cas de ramification des fissures entraînant la formation de structures en « queue de cheval ».

Les ramifications s'observent d'habitude à la terminaison de grande fissure où cette dernière finit en coin et où la destruction concentrée devient diffuse (voir ch. 10).

LES FAILLES

Parmi les failles, ou ruptures avec rejet, on peut distinguer plusieurs types suivant leur position dans l'espace et la direction du déplacement.

Les failles peuvent être divisées en deux groupes principaux : les failles béantes et les failles à rejet.

Failles béantes. On entend par faille béante un déplacement qui aboutit à l'ouverture de la fissure par écartement de ses bords qui conduit à un accroissement de l'intervalle béant.

La faille béante se caractérise par les dimensions de l'intervalle béant. Les failles à intervalle béant vide et de grandes dimensions ne peuvent se conserver longtemps dans l'écorce terrestre : elles se ferment du fait du fluage des roches ou par remplissage par des substances minérales étrangères. C'est ainsi que la cavité peut se remplir de matériaux plastiques provenant des bancs voisins. Quand un banc rigide subit un boudinage (voir ch. 10) l'espace entre les boudins se remplit du matériau plastique des couches voisines. Dans d'autres cas les cavités se remplissent de substances minérales d'origine magmatique ou hydraulique ce qui conduit à la mise en place dans ces failles de veines minérales.

Dans la grande majorité des cas l'amplitude des failles béantes oscille entre des fractions de mètre et plusieurs mètres.

La plus importante des failles béantes connues est le Grand dyke de Rhodésie. L'ouverture de cette faille atteint 10 km. En longueur la fissure béante se suit sur près de 500 km.

Failles à rejet. Ce groupe de failles se caractérise par des glisse-

ments des bords de la faille dans des directions qui leur sont parallèles.

Toutes les failles à rejet possèdent des traits morphologiques communs qu'il est utile d'étudier ensemble.

La surface de faille le long de laquelle s'effectue le glissement s'appelle surface de glissement (plan de faille). Les roches contiguës à la faille constituent ses lèvres, ou bords.

Si la surface de glissement est inclinée on distingue la lèvre supérieure et la lèvre inférieure (fig. 60). Une faille à rejet se caractérise par la position de la surface de glissement dans l'espace, la direction du déplacement et son amplitude (rejet). D'autre part ce rejet peut être ramené à plusieurs composantes.

Sur la fig. 60, *a* on a montré un déplacement suivant une fissure inclinée présentant une direction oblique (autrement dit qui s'écarte du pendage et de la direction de la surface de glissement). La distance *ab* est le rejet incliné ou le rejet proprement dit. La direction de ce dernier peut être définie par son azimuth. Si on connaît la pente du plan de glissement on peut déterminer la position du rejet dans l'espace, car cette ligne sera l'intersection

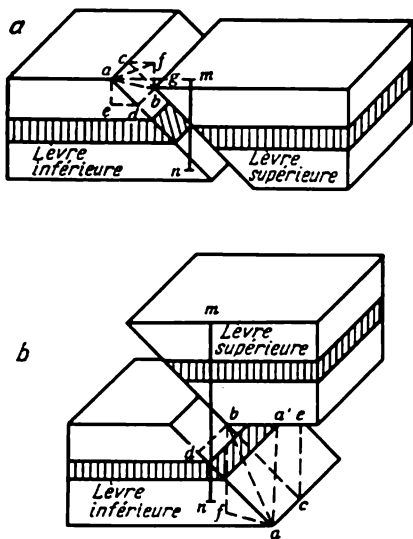


Fig. 60. Schéma des caractéristiques d'une faille (voir l'explication dans le texte):

a — faille à décalage; *b* — faille à rapprochement.

du plan vertical passant par l'azimut correspondant et du plan de glissement. Or il est quelquefois utile de connaître encore l'angle formé par le rejet soit avec la direction du plan de glissement (ou l'angle *cab*), soit avec son pendage (ou l'angle *dab*).

La distance *af* est le rejet horizontal. Il peut être décomposé en rejet longitudinal suivant la direction (*ac = db*) et le rejet transversal suivant la ligne de plus grande pente (*cb = ad*). La ligne verticale constitue le rejet vertical. Le déplacement horizontal en direction normale à la direction de la surface de glissement (*cf = ed*) est le décalage des lèvres. Sur la fig. 60, *b* on a montré une autre faille à rejet pour laquelle on peut également déterminer le rejet incliné (*ab*), le rejet horizontal (*db = ac*), le rejet vertical (*ce = fb*), le rejet longitudinal (*db = ac*), le rejet transversal (*cb = ad*). Dans ce cas au lieu du décalage on parlera de rapprochement (*af*).

Comme dans une faille le long de la surface de glissement sont mises en contact des roches d'âge différent, on peut également parler de rejet stratigraphique. Ce dernier n'a pas d'expression chiffrée et dépend aussi bien de la direction et du rejet géométrique que de la disposition et de l'épaisseur des compartiments stratigraphiques.

Selon la position de la surface de glissement par rapport à la direction des couches ou des plis on distingue des failles longitudinales, transversales et obliques. Si la surface de glissement est inclinée dans le même sens que les couches qu'elle recoupe (souvent sous un angle différent) cette faille est dite conforme. Une faille contraire est inclinée dans le sens différent au pendage des couches.

Une faille peut entraîner soit un redoublement de couche, soit un hiatus stratigraphique. On est en présence d'un redoublement quand en suivant la couche jusqu'à la rupture on la rencontre de nouveau en élevant une perpendiculaire à la couche (voir fig. 60, b). Quant au hiatus stratigraphique il correspond au cas où dans les mêmes conditions on ne rencontre plus la couche (voir fig. 60, a). Lors de l'exploitation des gisements minéraux on se trouve dans des cas favorables quand se présente un redoublement, car il augmente les réserves de minerais utiles. Or un hiatus est un événement défavorable.

En général quand on se déplace le long de la surface de glissement dans n'importe quelle direction on constate que le rejet ainsi que sa direction varient. Toutes les failles finissent par mourir en coin.

Passons maintenant à une brève description morphologique des différents types de failles à rejet. On distingue les décrochements, les failles directes, les failles inverses et les failles de chevauchement.

Le *décrochement* est une faille à rejet dirigé suivant la direction de la fissure. Une *faille directe* est une faille dont le rejet est dirigé suivant le pendage de la surface de glissement avec déplacement de la lèvre supérieure vers le bas avec dénivellation verticale le long de la fissure verticale. Les failles directes obliques sont également dites normales. Une *faille inverse* se caractérise par une forte inclinaison de la surface de glissement (de 60° et plus) et un déplacement de la lèvre supérieure vers le haut. Dans une *faille de chevauchement*, ou faille plate, la lèvre supérieure est également déplacée vers le haut mais l'inclinaison de la surface de glissement (d'étirement) est inférieure à 60°.

La surface de glissement d'un *décrochement* peut être verticale ou oblique. On distingue le décrochement dextre et le décrochement senestre. Si on suppose un observateur regardant le décrochement dans le sens perpendiculaire à la direction de la fissure on aura un décrochement dextre si le compartiment le plus éloigné de l'observateur se déplace vers la droite. Dans un décrochement senestre la lèvre éloignée se déplace vers la gauche. Il est évident que quel que soit le côté où se trouve l'observateur un décrochement sera toujours soit dextre, soit senestre (fig. 61).

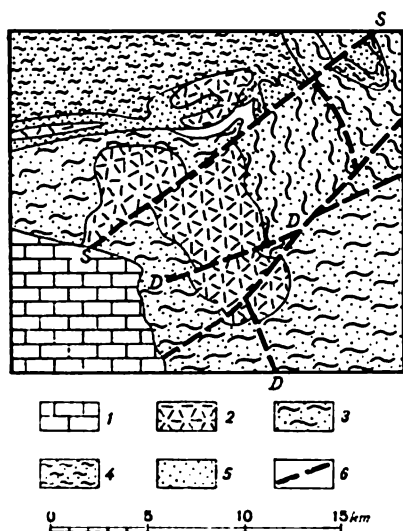


Fig. 61. Décrochements dextres et senestres. Schéma géologique des Highlands, Ecosse (d'après Pitcher):

1 — calcaires du Carbonifère (déposés après que la faille a joué); 2 — granites; 3 — gneiss, quartzites; 4 — schistes; 5 — calcaires; 6 — décrochements dextres (D) et senestres (S).

surélevée en direction et la lèvre surélevée, affaissée. Cette faille directe dont le sens de déplacement relatif varie en direction est dite à charnière.

Dans des roches massives (non stratifiées) un décrochement peut être caractérisé par la position de la surface de glissement, la direction du déplacement (dextre ou senestre) et le rejet. Dans des séries stratifiées se disposant en pente on peut distinguer des décrochements longitudinaux, obliques et transversaux. Un décrochement longitudinal, c'est-à-dire dirigé suivant la direction des couches n'entraîne aucun changement dans la disposition des termes stratigraphiques qui soit visible sur une carte géologique ou une coupe.

Dans la direction de la *faille directe* à surface de glissement verticale on peut constater que le rejet de cette dernière peut varier et non seulement s'amortir mais également subir des changements de direction du déplacement: la lèvre affaissée devenant

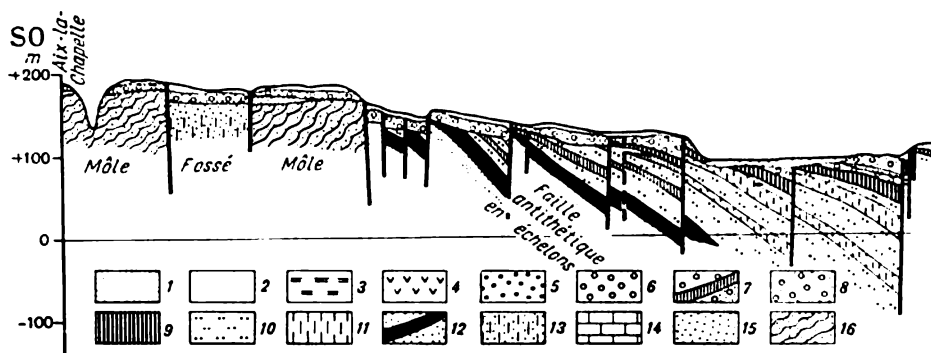


Fig. 62. Groupements de failles en môles, fossés, systèmes en échelons. Structu-

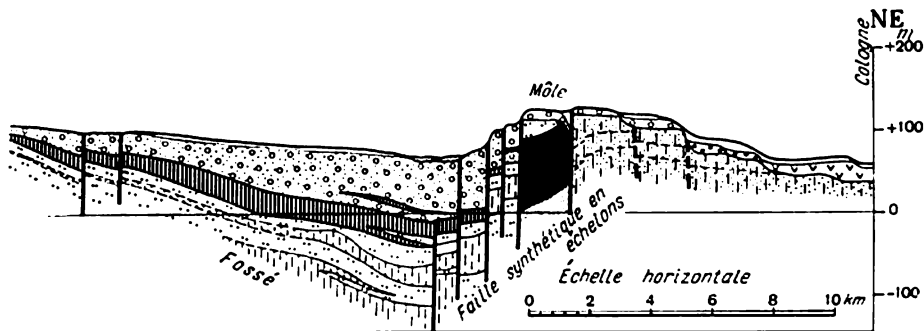
1 — Holocène; 2 — loess; 3 — terrasse moyenne; 4 — replat inférieur de la terrasse moyenne; 5 — terrasse principale ancienne; 6 — argiles de Reiner; 7 — charbons bruns du Miocène; 8 — Paléogène; 9 — Crétacé supérieur (Trias); 10 — grès

Les failles se rencontrent souvent dans la Nature en groupements. A la fig. 62 on a montré un groupement de *failles en échelons* (en escaliers). On distingue dans ces groupements des familles de failles synthétiques et des familles de failles antithétiques. Les premières se caractérisent par des rejets dirigés dans le sens commun du pendage des couches. Les différents rejets s'ajoutant à la pente des couches augmentent la profondeur de leurs gisements. Les seconds se caractérisent par des rejets dirigés perpendiculairement à l'inclinaison commune des couches. Les rejets des failles sont pour ainsi dire retranchés de la pente des couches. On a mentionné plus haut une distinction analogue en flexures synthétiques et antithétiques.

Quand des failles limitent un affaissement on dit qu'elles dessinent un *fossé* ou un *graben*. Quand les failles limitent une zone soulevée on dit qu'elles dessinent un *môle* ou un *horst* (voir fig. 62). On trouve de même des groupements de failles en V ou en X (fig. 63).

En plan les failles se recoupent et butent l'une dans l'autre sous des angles différents. Elles peuvent limiter de tous les côtés des blocs soulevés ou affaissés de formes variées. En outre ces failles sont souvent non seulement linéaires mais également sinueuses.

La caractéristique des *failles inverses* est dans une large mesure semblable à celle des failles normales ou directes: en direction le rejet de la faille inverse peut varier et cette faille peut non seulement s'amortir mais également se transformer en une faille directe quand la lèvre supérieure se trouvera non pas surélevée mais affaissée. Les failles inverses parallèles avec des rejets de même direction constituent des systèmes de failles inverses en échelons. De même que les failles directes, les failles inverses peuvent limiter des compartiments de l'écorce terrestre soulevés ou affaissés qui portent respectivement les noms de *môles* (horst) et de *fossés* (grabens). Dans ces cas les môles s'élargissent vers le haut et sont basculés sur les



res en montagnes-blocs du bassin de la Ruhr. R.F.A. (D'après L. Ahorner):

ne; 5 — replat supérieur de la terrasse moyenne; 6 — terrasse récente principale; 7 — argi-
d'oollites quartzieuses; 11 — inclusion d'argiles dans le complexe d'oollites quartzieuses; 12 —
bigarrés (Trias); 16 — Primaire. Sur la coupe les légendes 3 et 14 manquent.

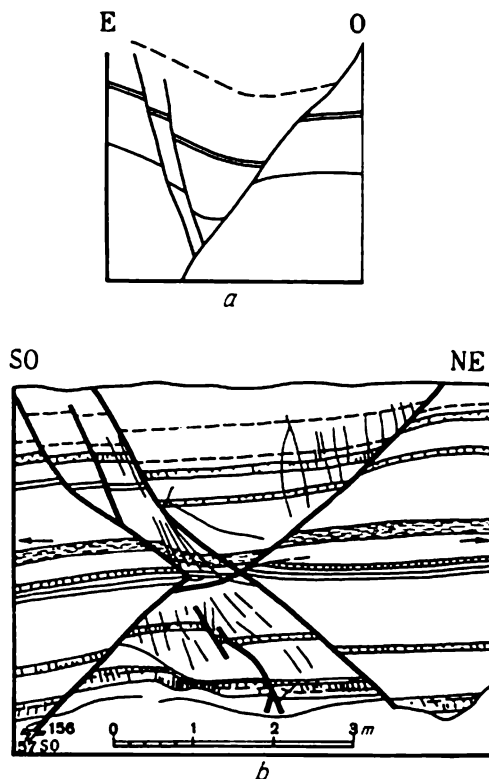


Fig. 63. Groupements de failles en V (a) et en X (b). Relevé schématique de la Thuringe. R.D.A. (D'après Schwan).

fossés, tandis que pour des failles directes les surfaces de discontinuité sont soit verticales, soit inclinées des môles vers les fossés.

Les *failles de chevauchements*, ou failles plates, se caractérisent par d'importantes variations de la pente de la surface d'étirement aussi bien en direction que, surtout, en allant vers l'amont, en conséquence la pente du chevauchement devient tantôt douce, tantôt plus abrupte. Dans des grands chevauchements ces ondulations de la surface d'étirement lui communiquent par endroits des positions horizontales et même plongeantes au cas où la pente acquiert une inclinaison inverse. On peut même observer des compartiments présentant des surfaces d'étirement en position renversée. Un groupement de failles chevauchantes à décalage de même sens constitue un système de chevauchements en écaillés.

A côté de failles de chevauchement on distingue encore des *napes tectoniques*, ou des *charriages*. On groupe sous ce nom des che-

vauchements de très grande amplitude horizontale (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres) recouvrant des surfaces de discontinuité doucement ondulées. Les caractéristiques essentielles de ces formes structurales seront étudiées au ch. 11 consacré aux particularités de l'arrangement des assises fortement disloquées.

Faïlles complexes. La classification produite des failles à rejet ne tient compte que des déplacements en direction et le long des surfaces de glissement. Or dans la réalité ces déplacements « simples » se rencontrent rarement à l'état pur. Il est vrai que dans nombre de cas (lors de l'établissement d'une carte géologique à grande échelle) on peut négliger certains écartements du déplacement de sa direction « idéalisée ». Mais dans la plupart des études de détail il faut avoir en vue que de nombreux déplacements observés dans la Nature appartiennent à la catégorie complexe, c'est-à-dire cumulant les mouvements suivant le pendage et en direction.

Dans ces cas les déplacements résultants peuvent être désignés par des termes composés en disposant à la deuxième place le terme définissant le mouvement principal. Par exemple, faille directe-décrochement désignant un mouvement dont l'élément essentiel est un déplacement horizontal de décrochement mais avec une certaine composante verticale. De même on peut parler de décrochement-faille directe ou de décrochement-faille inverse si la composante verticale est l'élément dominant.

PHÉNOMÈNES ACCOMPAGNANT LES DISLOCATIONS PAR RUPTURE

Les failles sont accompagnées de modifications dans la structure intime des roches en contact avec la rupture.

Seules des ruptures tectoniques mineures peuvent se réduire à des simples fissures. Des ruptures tectoniques importantes occupent toujours une bande dont l'épaisseur peut varier de fractions de mètre à des centaines de mètres. Cette bande est formée de ruptures (stries) grossièrement parallèles et se coupant à angles aigus. Grâce à cette disposition des ruptures cette bande est divisée en des lentilles étroites et étirées de roches moins déformées et entourées de zones d'intense broyage.

Au cours du déplacement de la roche le long de la surface de faille les blocs en contact frottent l'un contre l'autre. Sur la surface de contact on voit se former des stries, des raies, des cannelures, des aspérités. Leur disposition est utile à la reconnaissance de la direction du mouvement. Il faut toutefois tenir compte que les déplacements le long d'une même zone de rupture peuvent se répéter plusieurs fois et à chaque choc prendre des directions différentes. Les lentilles isolées peuvent pivoter et par suite devenir striées et ébréchées de façon différentielle en des points différents d'une même lentille. On voit donc que le déplacement global le long du plan de

faille rapporté sur les cartes géologiques sont la somme de nombreux petits mouvements successifs en des directions différentes. Il ne faut donc pas exagérer l'importance des observations sur les stries et les échancrures affectant des surfaces de faille isolées. Pour définir la direction générale du déplacement d'une zone de rupture il vaut mieux s'appuyer sur des critères de géologie régionale.

La surface de faille présente quelquefois des traces de glissement sous forme de miroir de faille. Ces plans polis sont le résultat de frottement les unes sur les autres de roches de lèvres de fissures ainsi que de l'apparition dans la zone de broyage de minéraux plats et brillants (chlorites, séricite, épidote, etc.).

Dans des zones contiguës aux failles les couches butant contre la faille sont généralement rebroussées dans le sens du mouvement. La largeur de cette bande de rebroussement des lits est très variable de fractions de mètre à plusieurs dizaines de mètres et est fonction de la nature des roches, de l'épaisseur des bancs, du rejet et de la durée du mouvement. On considérerait jusqu'à ces derniers temps que ce rebroussement des couches était dû au frottement se produisant au cours du déplacement le long du plan de faille et se résolvait ainsi en un « entraînement ». Or cette explication ne cadre pas avec le fait qu'une faille doit annuler les contraintes dans la zone des roches voisines et, par suite, ne peut jouer dans le sens d'un « entraînement ». C'est pourquoi il est plus correct d'interpréter ce rebroussement des bancs comme des déformations plastiques résiduelles (des flexures) qui ont précédé le déclenchement de la faille et dont la concentration progressive a entraîné par voie visqueuse la rupture.

Dans les roches attenantes à la faille on observe également des phénomènes d'écrasement et de broyage. La première phase se caractérise par une intense fissuration : dans les compartiments voisins de la faille on observe toujours un grand nombre de fissures constituant des systèmes fort variés. Il s'y forme des fissures de cisaillement parallèles à la faille et des fissures d'étirement constituant l'« empennage » des failles. Fréquemment on voit apparaître des systèmes de fissures secondaires. C'est ainsi que les fissures d'étirement peuvent constituer des « empennages » de fissures de cisaillement (voir fig. 59).

La division ultérieure des roches dans la zone de rupture conduit à la formation de *brèches tectoniques*. Les blocs de roches détachés par des fissures glissent en pivotant au cours du mouvement. Ces blocs peuvent être anguleux mais leur mouvement, généralement dans une seule direction, conduit à un laminage suivant cette direction et leur fait acquérir une forme oblongue et étirée suivant le plan de faille. Les dimensions des blocs de brèches tectoniques sont très variées : jusqu'à des dizaines de mètres en diamètre, mais le plus souvent de plusieurs centimètres à quelques décimètres. Parfois cette brèche tectonique rappelle une moraine glacière.

Une brèche fine formée de débris inférieurs à 1 cm porte le nom de *kikirite*.

La division ultérieure de ces fragments (division cataclastique) conduit à une *texture cataclastique* qui constitue une masse compacte composée de fragments microscopiques. Observées sous le microscope ces microbrèches cataclastiques décèlent des grains de quartz : des gros grains de quartz avec des extinctions onduleuses dans la lumière polarisée traversés par des fissures sont entourés à la périphérie d'un liséré de criblure de quartz. Les autres minéraux moins résistants que le quartz sont très broyés et recourbés.

Un broyage plus fin conduit dans la zone de faille à la formation de *mylonites*. Ces dernières constituent une roche grainue réduite à l'état de poussière. En même temps les roches sont soumises à une recristallisation : mise en place du quartz et formation d'écaïlle de séricite, de chlorite et de quelques autres minéraux. Sous un fort grossissement on voit que les grains prennent une forme aplatie. Les mylonites considérées du point de vue macroscopique constituent une roche compacte et fluante rappelant la cornéenne et possédant une texture rubanée ou ondulée.

Toutes ces roches fragmentées et broyées accompagnant les failles depuis les brèches jusqu'aux mylonites portent le nom de *tectonites*.

La formation de tectonites de types variés est fonction d'une série de facteurs : du rejet, de la profondeur des mises en place, des propriétés mécaniques des roches, de la vitesse du déplacement. Suivant les variations de ces facteurs le long d'une même zone de rupture on peut observer des modifications régionales de la nature des tectonites. Les failles directes, constituant des dislocations par rupture se formant dans des conditions de faible pression hydrostatique, produisent habituellement des brèches grossières et anguleuses. Les chevauchements, dans la zone du plan d'étirement desquels les pressions hydrostatiques sont habituellement importantes, on rencontre des tectonites de broyage très fin, des cataclasites et des mylonites.

Chapitre 7

CONDITIONS GÉOLOGIQUES DE LA MISE EN PLACE DES DISLOCATIONS PAR RUPTURE

Les dislocations tectoniques discontinues sont le résultat d'états de contraintes auxquels sont soumises les roches de l'écorce terrestre. Plus haut (voir ch. 2 et 3) on a analysé les conditions de la mise en place des ruptures dans des corps solides soumis à des régimes différents de contraintes. Les états de contrainte au sein de l'écorce terrestre sont fonction d'actions de forces tectoniques et non tectoniques. Les contraintes non tectoniques engendrées, par exemple, par un refroidissement ou une dessiccation sont la cause d'une fissuration générale de la roche; on a abordé ce problème au chapitre 3. Dans le présent chapitre on ne parlera que des conditions de la mise en place des ruptures liées aux actions des forces tectoniques.

Les ruptures tectoniques peuvent se présenter comme des manifestations primitives des contraintes tectoniques. C'est ainsi que des couples de forces tectoniques verticaux engendrant des montagnes-blocs (voir p. 179) peuvent provoquer dans l'écorce terrestre un cisaillement entraînant l'apparition d'une faille verticale dont l'une des lèvres sera relativement soulevée et l'autre abaissée.

En d'autres circonstances les ruptures tectoniques sont des manifestations secondaires: elles sont alors la conséquence des contraintes locales dérivées des dislocations engendrées par des contraintes primitives.

Les actions tectoniques et les contraintes qu'elles déclenchent sont liées aux déformations plastiques de l'écorce terrestre se manifestant sous forme de diverses dislocations continues. Sous l'effet de ces dernières certains compartiments de la croûte terrestre s'étirent, tandis que d'autres sont comprimés ou affectés de décrochements mécaniques. Ces compressions, extensions ou décrochements secondaires mettent en œuvre des contraintes qui à leur tour entraînent des ruptures. C'est ainsi que quand des contraintes tectoniques primitives engendrent des soulèvements de certains compartiments de l'écorce terrestre on voit apparaître dans le compartiment concerné

des contraintes d'extension accessoires. Et ces dernières peuvent produire des ruptures.

Les ruptures tectoniques antérieures quelle que soit leur origine peuvent se répercuter sur le développement des dislocations continues ultérieures. On étudiera dans la suite ces conditions et bien d'autres de formation des dislocations tectoniques discontinues.

RUPTURES LIÉES DIRECTEMENT AUX MOUVEMENTS VERTICAUX DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Dans le chapitre 5 on a distingué au cours de l'étude des plissements une structure particulière, celle des montagnes-blocs. Elle a été engendrée par des mouvements verticaux différentiels de blocs de l'écorce terrestre affectés, du moins en profondeur, par des failles verticales.

Les mouvements verticaux de blocs de l'écorce terrestre, séparés par des ruptures, peuvent également se produire à des très grandes échelles: des chaînes entières et des dépressions d'entremonts peuvent ainsi être érigées sous l'action de ces mouvements verticaux de blocs énormes d'une largeur de plusieurs dizaines de kilomètres et de longueur pouvant atteindre des centaines de kilomètres.

En qualité d'exemple on peut mentionner la structure en montagnes-blocs des chaînes et des dépressions du Tien-Chan. L'amplitude de la dénivellation verticale au Tien-Chan atteint par endroits 8,5 km si on la mesure du toit des dépôts secondaires abaissés dans les bassins et soulevés sur les reliefs. Pour des plissements en blocs de faible envergure l'amplitude des dénivellations peut se mesurer en dizaines de mètres.

La courbure des surfaces stratigraphiques ainsi que des surfaces de dénudation montre que les mouvements, aussi bien dans le cas de plis massifs que de reliefs et bassins du type montagnes-blocs débutaient par des soulèvements et des affaissements continus non affectés par des failles et d'aire d'extension très variée. Mais par la suite ces mouvements devenaient si contrastés que la continuité des roches se rompait et aux points d'inflexion des soulèvements vers les affaissements apparaissaient des ruptures tectoniques. Il est à noter que les contraintes déclenchant des discontinuités ne sont pas fonction de l'altitude relative des points hauts et bas voisins mais du contraste (gradient) des mouvements, en d'autres termes, les ruptures peuvent faire suite à des flexions plastiques si les mouvements sont suffisamment contrastés et indépendamment de l'altitude relative des points hauts et bas. Les ruptures doivent donc être considérées comme le résultat d'un cisaillement engendré par des couples de forces dirigées verticalement. Il s'ensuit que la direction initiale des ruptures est également verticale.

L'observation des failles affectant les énormes reliefs et bassins en montagnes-blocs du Tien-Chan, qui peuvent être suivis sur des grandes distances en direction et suivant le pendage, montre en effet que la position de ces ruptures est proche de la verticale. Des séries de ces failles constituent des gradins sur les flancs des reliefs et des bassins. Mais fort souvent on note des basculements des failles du côté de la lèvre soulevée. En général la pente est abrupte (70 à 80°). Mais par endroits elle devient plus douce et dans certains segments la faille devient même horizontale. Les recherches menées ont montré que ce basculement de la faille du côté de la lèvre soulevée est un

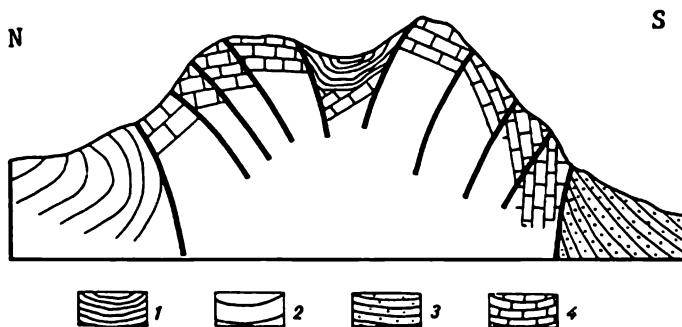


Fig. 64. Etalement des parties supérieures d'un bloc soulevé sous l'effet de la pesanteur et balancement de la faille avec formation de chevauchement déversé (en surplomb) sur les roches voisines. Massif Bou Galeb. Algérie (d'après Bertranais):

1 — Eocène; 2 — Crétacé supérieur; 3 — Jurassique moyen; 4 — Jurassique inférieur.

effet secondaire déclenché par la pesanteur et provoquant un écoulement en champignon vers les bassins voisins des parties supérieures du bloc. Et comme conséquence il se produit une flexion des failles affectant le bloc. Il est quelquefois possible de noter que cette inclinaison des failles est particulièrement forte dans les parties supérieures des flancs tandis qu'en profondeur la faille devient verticale et même quelque peu inclinée vers la lèvre affaissée (fig. 64). L'étalement du bloc soulevé est la conséquence de la coulabilité des roches, de leur propriété de se déformer lentement sous des actions prolongées de la gravité et quand par perte de l'appui latéral l'équilibre gravitationnel du bloc se trouve détruit. Ce phénomène d'étalement de la partie supérieure d'un bloc soulevé peut être reproduit expérimentalement sur un modèle à l'aide de matériaux convenablement choisis (fig. 65). Il est à noter qu'avant que le phénomène décrit soit suffisamment compris toutes les failles basculées des régions montagneuses ont été interprétées comme le résultat de compres-

sion tectonique horizontale. L'inclinaison des ruptures sous les blocs soulevés était considérée comme une preuve de leur soulèvement sous des « pressions tectoniques latérales » et de leur expulsion vers le haut tels des pieux. Cette interprétation laissait supposer qu'avec la profondeur l'inclinaison des failles devait s'adoucir et non devenir plus raide.

Outre le Tien-Chan on rencontre des structures en montagnes-blocs dans le Kazakhstan central, l'Altaï, les Saïans ainsi que dans

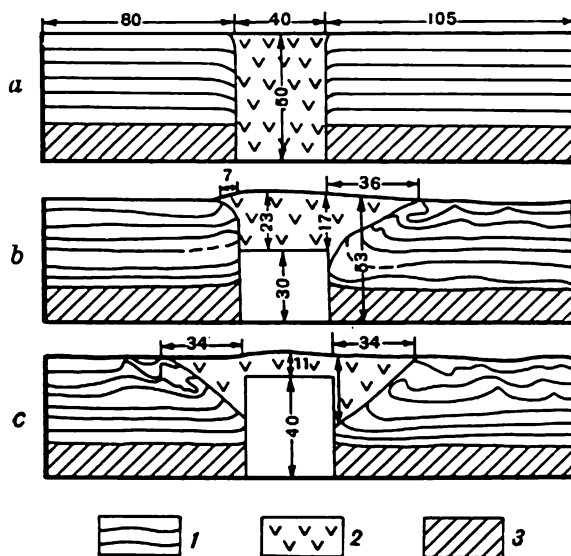


Fig. 65. Simulation du processus d'étalement par gravitation des parties supérieures d'un bloc soulevé (d'après N. Lébédéva):

1 — Colophane stratifiée; 2 — colophane non stratifiée avec des additions d'argile; 3 — soubassement rigide. La densité du matériau 2 est supérieure à celle du matériau 1. Dimensions en mm; a — état initial; b — après soulèvement du bloc médian de 30 mm; c — après soulèvement du bloc médian de 40 mm.

beaucoup d'autres régions de l'U.R.S.S.; on les trouve aussi en Europe occidentale, au Sierra Nevada, dans les Montagnes Rocheuses, dans les Andes et en grand nombre d'autres régions.

Il y a une incertitude sur la nomenclature des ruptures limitant verticalement les blocs ainsi soulevés de l'écorce terrestre. Si on tient compte de leur souvent observée forte inclinaison vers la lèvre soulevée, on peut les interpréter comme des failles inverses. Ces dernières passent à des chevauchements quand la pente de la faille s'adoucit. Ces chevauchements peuvent être appelés « chevauchements déversés ou de surplomb ». Mais souvent les géologues se servent pour ces ruptures du terme général et imprécis de « cassure ».

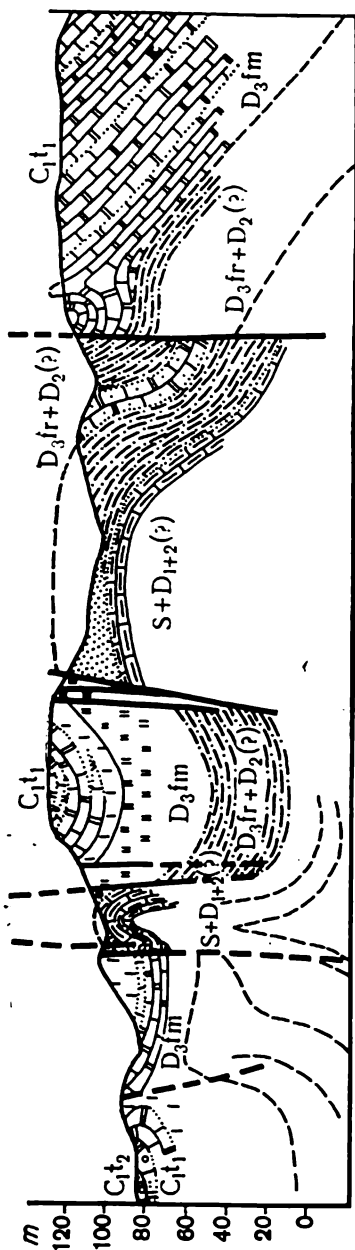


Fig. 66. Synclinaux-fossés et anticlinaux-môles. Coupe géologique à travers la chaîne du Karatau (d'après M. Gzowski).

Les blocs soulevés le long des failles verticales constituent des môles (horst), quant aux cuvettes qui les séparent, ce sont des fossés (grabens). Pour montrer qu'à la place de ces môles et fossés il y avait autrefois des soulèvements et des affaissements continus dont les traces se sont conservées dans la disposition (convexe et concave) des surfaces stratigraphique et de dénudation sur les sommets des reliefs et au fond des bassins, on parle d'anticlinaux-môles et de synclinaux-fossés (anticlinorium-môle et synclinorium-fossé) (fig. 66).

L'histoire des mouvements en blocs de toute échelle est étudiée de la même façon que l'histoire des plissements en blocs et des mouvements oscillatoires, c'est-à-dire sur la base de la distribution des épaisseurs et des faciès des dépôts de même que la position des surfaces de dénudation et des terrasses.

RUPTURES D'EXTENSION DÉRIVÉES DES DISLOCATIONS CONTINUES ENGENDRÉES PAR DES ACTIONS VERTICALES

Après l'étude des ruptures tectoniques qui sont le reflet direct des actions tectoniques verticales au sein de l'écorce terrestre on abordera les ruptures constituant des phénomènes accessoires sur le fond des flexions de l'écorce terrestre provoquées par des actions tectoniques verticales. Selon les conditions de leur mise en place ces flexions peuvent être rangées dans la classe transversale, autre-

ment dit, résulter de l'application des forces perpendiculairement aux bancs. Leurs manifestations apparaissent dans les séries stratifiées situées dans la partie supérieure du pli en horst (môle) que n'atteignent pas les failles verticales primitives restées en profondeur. Des exemples de ces ruptures accessoires peuvent s'observer dans le groupe de roches supérieures des dômes des plis diapirs ou affecter les antéclises et les synéclises développées dans des régions de plates-formes.

Il est évident que l'inflexion transversale des bancs de l'écorce terrestre se trouvant antérieurement en position horizontale doit conduire à l'étirement des couches et, par conséquent, à l'apparition en leur sein de contraintes d'extension.

Vu la courbure de l'écorce terrestre on doit apporter à cette conclusion évidente quelques précisions. Elle s'applique à tous les cas de flexion vers le haut de l'écorce terrestre de la position horizontale, indépendamment de la largeur et de l'amplitude de l'inflexion. Quant à la flexion de la croûte vers le bas elle s'accompagnera ou ne s'accompagnera pas d'une extension suivant la largeur et l'amplitude mise en œuvre. Par suite de la courbure sphérique de l'écorce terrestre la corde réunissant deux points quelconques de la surface (on a évidemment en vue la surface du géoïde et non du relief actuel) sera toujours située au-dessous de la surface. Puisque la distance entre deux points suivant la corde est plus courte que suivant l'arc de courbure du géoïde, la flexion de l'écorce terrestre vers le bas doit s'accompagner d'une compression tant qu'elle n'aura pas atteint le niveau de la corde, et c'est seulement après l'abaissement de la surface au-dessous de la corde que la compression sera remplacée par une extension. Il est évident que ce facteur mécanique de la flexion de l'écorce terrestre ne joue que pour des très grands affaissements dont la largeur s'étend sur une partie importante de l'arc de circonférence terrestre et pour lesquels, par conséquent, la corde se dispose à un niveau suffisamment profond sous la surface terrestre et possède une longueur se différenciant d'une façon marquée de la longueur de l'arc. A titre d'exemple rappelons que pour un arc de la surface du globe terrestre d'une longueur de 1000 km, autrement dit, pour une distance angulaire de 9° (si l'arc passe par le grand cercle) la différence de longueur entre l'arc et la corde sera de 1 km ou 0,001 de la longueur de l'arc. Le rétrécissement des couches au centre de la région d'une largeur de 1000 km sera justement égal à cette longueur, l'affaissement des bancs étant de 20 km.

Ces calculs montrent qu'on peut pratiquement négliger cet « effet de corde » et par suite admettre que toute flexion de l'écorce terrestre, soit vers le haut, soit vers le bas, est liée à une extension de la croûte terrestre. Cette extension secondaire est un phénomène accessoire à l'ondulation verticale. Elle s'accompagne de contraintes

d'extension qui peuvent entraîner des ruptures de directions correspondantes.

Les observations géologiques des soulèvements fournissent toutefois beaucoup plus d'informations à l'étude des indices d'extension que celles des dépressions. Ceci résulte du fait qu'au cours des affaissements il se forme en général des accumulations de dépôts qui cachent aux yeux du géologue les couches plus profondes ayant subi des extensions. En outre l'affaissement suivi de fossilisation sous des dépôts crée pour les roches des conditions de température et de pression hydrostatique plus élevées qui favorisent des extensions ayant davantage la nature de déformations plastiques que des ruptures discontinues. C'est pourquoi dans l'exposé qui suit on n'étudie les modes de développement des ruptures engendrées par des extensions que sur des soulèvements tectoniques d'inflexion transversale.

Comme le champ de contraintes créé par la flexion est étroitement lié à la forme de la courbure (la contrainte d'extension est plus grande dans la direction de la plus forte courbure, etc.) il en résulte que la disposition des ruptures sur des soulèvements dépend de leur forme. C'est ainsi que sur des soulèvements arrondis pour lesquels l'extension des couches est plus ou moins uniforme dans toutes les directions on observe des systèmes de fissures entrecroisées et concentriques. Cela peut être des fissures d'étirement qui se forment normalement à la trajectoire des contraintes d'extension liées à la courbure des couches créées, de même que de cisaillement dont la direction est également normale aux contraintes d'extension, mais dont l'inclinaison observée est de 45° et plus par rapport aux mêmes trajectoires. Pris dans leur ensemble ces systèmes de fissures constituent en général à la surface une structure rappelant la carapace de tortue (voir fig. 58).

Si les soulèvements ont une forme ovale (brachyanticlinal) on observe généralement des fissures d'étirement et de cisaillement longitudinales et transversales. Les fissures longitudinales se forment les premières, car la courbure de la surface normalement à la direction du soulèvement est plus grande que le long de cette direction et cela signifie que la contrainte d'extension est également supérieure dans le sens normal à la direction, ce qui entraîne la formation préalable de fissures longitudinales. Après la mise en place des fissures longitudinales les contraintes d'extension transversales s'affaiblissent fortement. Alors l'extension liée à la courbure longitudinale du brachyanticlinal peut s'accroître jusqu'à engendrer la série de fissures transversales. Les fissures longitudinales sont habituellement très développées le long de la crête du soulèvement. Aux terminaisons périclinales les fissures forment des évasements très caractéristiques (fig. 67).

Les multiples répétitions de fissures du système variés à la surface d'un soulèvement reflètent une propriété importante du

mécanisme tectonique des dislocations: la distribution sur une surface de l'application des forces (voir à ce propos ch. 10). L'extension affectant des couches rebroussées vers le haut se distribue, sur toute l'aire du soulèvement: chaque couche susjacent s'étire sous la pression des couches sous-jacentes sur toute sa surface. C'est pourquoi chaque compartiment de toute couche entraînée dans la dislocation s'étire indépendamment. Cela signifie qu'avec l'apparition d'une fissure dans un compartiment celle-ci supprime la contrainte non pas sur toute l'aire de la courbure mais seulement sur l'une de ses parties bien limitées; dans d'autres compartiments les contraintes d'extension continuent à s'accumuler en engendrant d'autres fissures.

Généralement les contraintes d'extension sur des soulèvements tectoniques ne se limitent pas à la formation dans des roches de fissures sans rejet. Très rapidement les fissures passent à des failles. *Pour un tel régime d'extension régnant sur des soulèvements les failles les plus caractéristiques sont les failles directes.*

La mise en place des failles directes en cas d'extension est la conséquence de la perte d'équilibre gravitationnel dans l'assise des roches affectées par des failles. Si les roches sont divisées en deux blocs par une fissure oblique (fig. 68) au voisinage de la fissure et au mur de ces deux blocs la pression des roches susjacentes sur les roches sous-jacentes se modifie. Le glissement le long du plan de faille s'effectuant avec une moindre résistance que la déformation de la roche intacte, au mur du bloc de la lèvre supérieure la pression sur les roches sous-jacentes est supérieure à la pression au mur du bloc de la lèvre inférieure. L'augmentation de pression est en relation avec le fait que la charge du bloc *MNO* qui en absence de rupture se transmettrait verticalement vers le bas, maintenant, du moins partiellement, est transmise le long du plan incliné de la rupture pour s'additionner au mur du bloc de la lèvre supérieure à la pression des roches se disposant directement au-dessus de ce mur. Corrélativement et dans la même mesure on voit diminuer la pression au mur

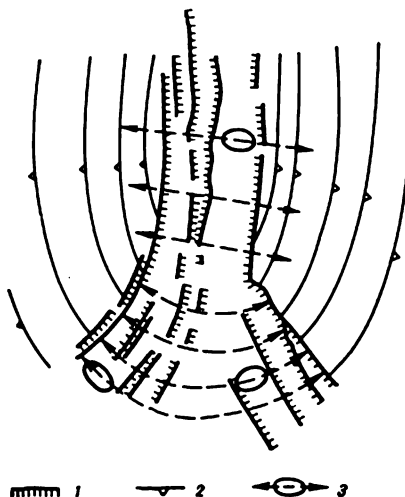


Fig. 67. Ruptures tectoniques sur un relief de flexion transversale (d'après H. Cloos):

1 — failles directes; les traits sont dirigés vers la lèvre affaissée; 2 — courbes de niveau conventionnelles avec indication de la pente des couches; 4 — ellipses de déformation; les flèches indiquent la direction d'extension maximale. On voit les ruptures longitudinales et les évaselements des terminaisons périclinales.

de la lèvre inférieure (compartiment OP). Il se produit donc une redistribution des pressions au sein de l'écorce terrestre. Comme les roches de l'écorce et du manteau sont susceptibles de s'écouler et, globalement, leurs masses tendent vers un équilibre gravitationnel, quand un mouvement vers cet équilibre est déclenché il entraîne l'abaissement de la lèvre supérieure de la faille et la montée de sa lèvre inférieure. Autrement dit, une fissure oblique se transforme en une faille directe. On a montré sur la droite de la fig. 68 le schéma de la mise en place d'une faille directe. Sur la gauche du même

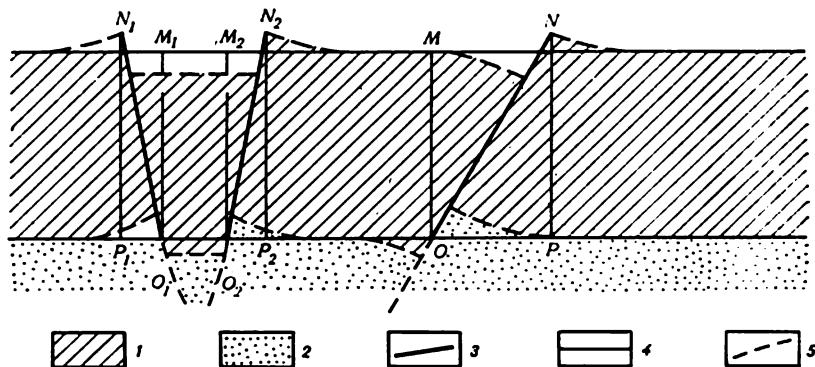


Fig. 68. Schéma de la mise en place des failles directes à la suite de perte d'équilibre gravitationnel au sein de l'écorce terrestre après l'apparition de fissures obliques:

1 — écorce terrestre; 2 — manteaux; 3 — faille directe; 4 — toit et mur de l'écorce avant le jeu de failles; 5 — toit et mur de l'écorce après le jeu de failles. Voir l'explication dans le texte.

dessin on a figuré le schéma d'un mécanisme analogue de mise en place de deux failles directes et d'un fossé disposé entre elles (on a utilisé les mêmes lettres mais avec des indices chiffrés). On y a figuré des failles directes coupant l'écorce terrestre à travers. A la base du fossé O_1O_2 la pression est supérieure à ce qu'elle serait en absence de failles. Dans ce dernier cas la pression serait exercée par la charge du bloc $M_1O_1O_2M_2$ mais avec l'apparition des ruptures la même base O_1O_2 est soumise à l'action de presque toute la charge du bloc $N_1O_1O_2N_2$. En même temps dans les lèvres inférieures des mêmes failles la pression sur les bases P_1O_1 et P_2O_2 diminue. Par suite, le bloc médian s'affaisse en formant un fossé, tandis que ses lèvres se soulèvent.

Le même mécanisme de soulèvement et d'affaissement des blocs entrera en jeu quand une faille directe meurt au sein de la croûte sans atteindre le mur.

Dans ce cas on voit souvent se former des groupements de failles directes en forme de fossés. C'est ainsi que sur la voûte d'un soulè-

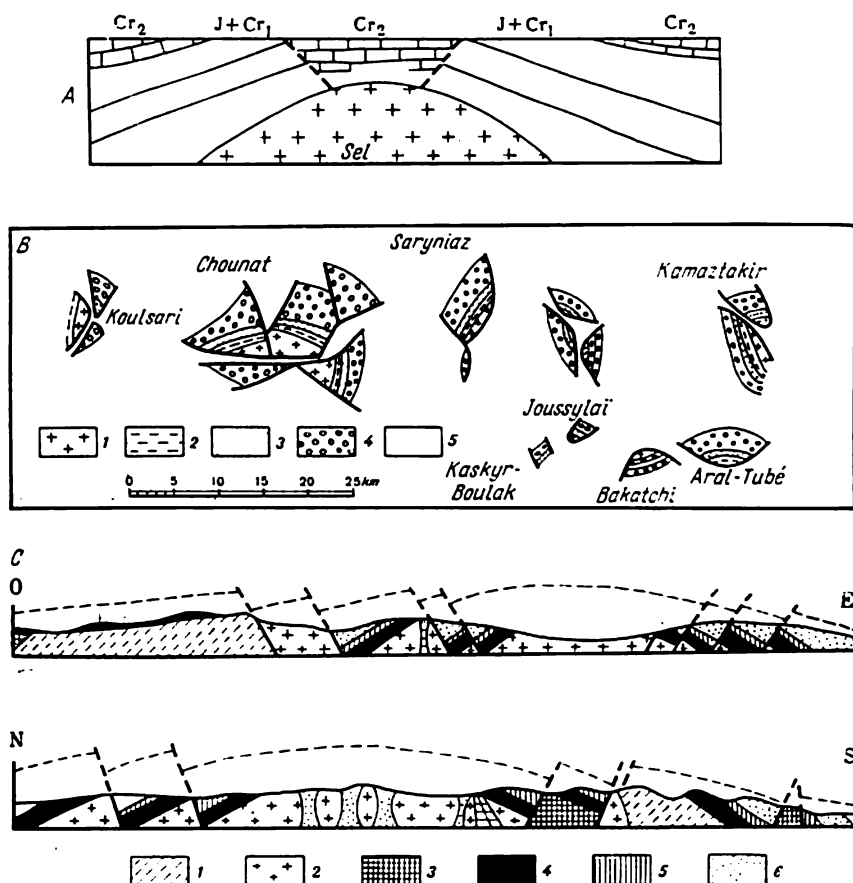


Fig. 69. Failles directes affectant des voûtes [de soulèvements tectoniques :

A — fossé mitoyen dans le groupe supérieur d'un pli diapir (coupe schématique). D'après S. Choumilline. Par écartement de couches jurassiques et du Crétacé inférieur au cours de leur extension, sous la montée du noyau de sel, les sédiments du Crétacé supérieur se sont affaissés et ont colmaté l'intervalle béant. L'érosion a conservé les sédiments du Crétacé supérieur dans le fossé mitoyen et sur les flancs du dôme. B — schéma d'une carte géologique d'un compartiment de la dépression pré-caspienne. Série de dômes de sel. On voit à la surface le groupe supérieur accidenté par des fossés mitoyens: 1 — Jurassique; 2 — Néocomien; 3 — Aptien; 4 — Albien; 5 — Turonien-Sénomanien et dépôts plus récents. C — Failles directes dans le Morvan (France). Coupe d'après S. Boubnov: 1 — gneiss; 2 — granites; 3 — Primaire; 4 — Trias; 5 — Lias; 6 — Dogger et Malm.

vement brachyantoclinal affecté de ruptures longitudinales on voit généralement se former un fossé également longitudinal, du type

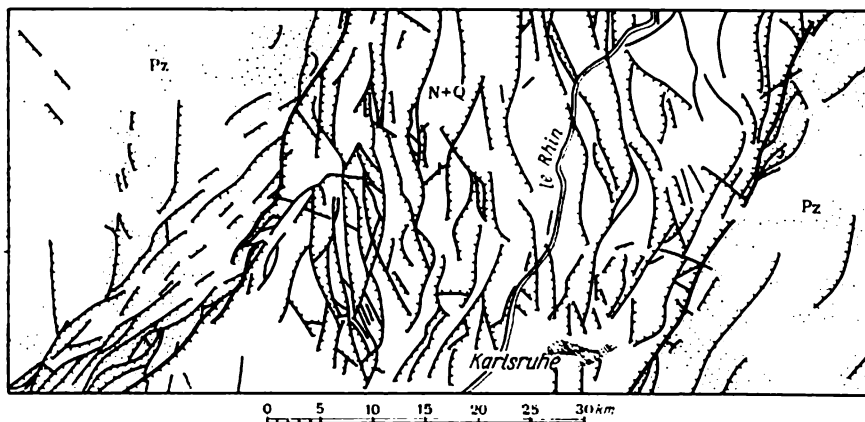


Fig. 70. Compartiment du fossé rhénan, dont le fond est accidenté de nombreuses failles directes (les traits marquent le bord affaissé). On a montré les principales failles bordant le fossé (d'après I. Illies).

simple ou complexe. Ces « fossés mitoyens » sont, en particulier, propres au groupe de roches supérieures des dômes des plis diapirs,

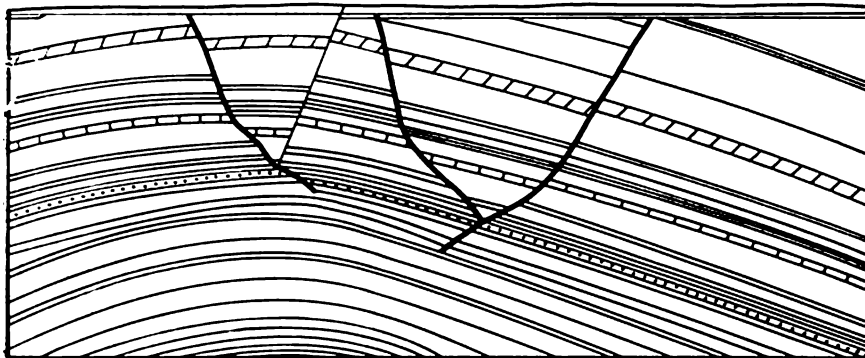


Fig. 71. Fossé complexe accidentant la voûte d'un soulèvement en dôme. Le rejet des failles diminue vers le bas. Presqu'île d'Aphéron.

qui sont soumises à des fortes extensions, mais ils se rencontrent couramment sur des soulèvements d'autres origines (antéclises, plis en montagnes-blocs, etc.) (fig. 69). Dans tous les cas d'affaissement de la voûte d'un soulèvement avec formation de fossés les failles s'in-

clinent vers l'axe de deux côtés du soulèvement et entre elles apparaissent des déboîtements de coins tournant leurs pointes vers le bas. Ces coins en application du mécanisme décrit doivent s'affaisser. Par endroits on rencontre des combinaisons fort complexes de fossés d'ordres variés qui s'emboîtent les uns dans les autres. Entre les fossés apparaissent des blocs soulevés limités par des failles directes, les môles. Un système de failles qui s'entrecroisent conduit au découpage de blocs polygonaux tantôt soulevés, tantôt abaissés (fig. 70). On observe de même souvent des failles qui s'éteignent en profondeur. Un exemple de ces failles est montré à la figure 71 où le décalage des couches le long des failles diminue progressivement. Ce phénomène s'explique par une pression plus grande à la base du bloc de la lèvre supérieure qui constitue une charge supplémentaire à l'effort s'exerçant le long de la rupture en

comparaison avec le bloc de la lèvre inférieure. Cet écrasement, en s'ajoutant le long de la rupture à partir du point où celle-ci s'estompe vers le haut, augmente le décalage vertical des couches dans cette direction. L'écrasement des couches dans le sens vertical est en relation avec leur allongement dans le sens horizontal. Cet allongement devient

possible par suite de l'extension de toute la structure en bloc. L'allongement des couches compense cette extension et ferme les intervalles béants qui autrement auraient dû se former au voisinage des failles. Le fait que les failles forment des systèmes reliés à des soulèvements de dimensions différentes entraîne souvent des interférences de failles liées à des soulèvements d'ordre différent quand ces derniers se superposent mutuellement. Dans les exemples donnés plus haut (fig. 58, 67, 69, 71) les ruptures avaient un caractère local : leur distribution n'était fonction que du champ de contraintes rela-

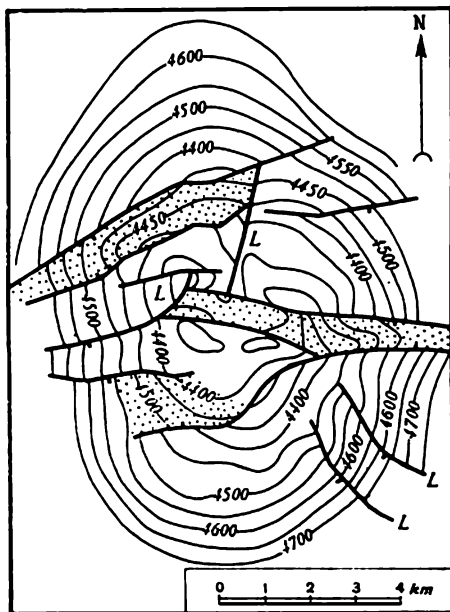


Fig. 72. Systèmes de ruptures : l'un de ces systèmes est engendré par un champ de contraintes local, l'autre, par un champ de nature plus générale. Le champ local a mis en place les ruptures radiales (L), le champ de nature générale, les ruptures longitudinales. On a représenté en pointillé les blocs relativement affaissés. Texas, Etats-Unis (d'après H. Cloos).

tif au seul soulèvement concerné. On a montré à la fig. 72 un champ de contraintes local s'exprimant en un système de ruptures radiales sur lequel se superpose un autre champ plus général entraînant la formation d'un système de ruptures latitudinales recoupant la région.

La disposition des ruptures d'extension est grandement influencée par l'hétérogénéité de la structure de l'écorce terrestre. Ces hétérogénéités dues, par exemple, à la présence d'intrusion dans le noyau d'un dôme tectonique ou par d'autres particularités de la distribution des roches peuvent être la cause de ce que les ruptures mises en place par des extensions soient déviées de la position qu'elles occuperaient au cas où un même champ de contraintes serait appliqué à un milieu homogène.

Ces dernières circonstances introduisent dans nombre de cas des complications importantes dans l'aspect de la distribution des ruptures.

RUPTURES LIÉES AUX COMPRESSIONS HORIZONTALES DE L'ÉCORCE TERRESTRE

Dans le paragraphe précédent il a été question de ruptures liées aux extensions horizontales de l'écorce terrestre. Or les ruptures tectoniques se forment également sous l'action de compressions horizontales en son sein.

La compression horizontale des séries stratifiées entraîne comme on le sait déjà la formation de flexions longitudinales et de séries plissées dans leur masse (plissement de froissement général). Les mêmes contraintes peuvent également entraîner la formation de ruptures. Les déplacements le long de ces dernières constituent en général le développement ultérieur de dislocations qui ont d'abord donné naissance à des plissements.

Il est très typique d'observer des séries plissées dans leur masse simultanément à des chevauchements. Cette coïncidence s'explique par le fait que les cisaillements qui constituent les conditions mécaniques de la mise en place des chevauchements ont été engendrés par les mêmes compressions horizontales ayant entraîné les plissements. Théoriquement les plans de chevauchements doivent être inclinés de 45° par rapport à l'horizon. Mais généralement la position des chevauchements est fortement influencée par l'hétérogénéité du milieu stratifié. En outre un certain nombre de propriétés importantes des chevauchements sont en rapport avec leur origine visqueuse, c'est-à-dire leur mise en place par concentration progressive de l'écoulement plastique dans une zone de plus en plus étroite.

En passant des compartiments faiblement affectés par des chevauchements à ceux où ils sont nombreux, de même qu'en les suivant en direction tout en observant les modifications de leurs rapports

mutuels avec les plissements, on peut se faire une idée de la manière dont évoluent les dislocations par plissement en devenant de plus en plus dérangées par des chevauchements.

Un premier pas vers la formation de chevauchements est représenté par l'inclinaison des plis. Un large faisceau de plis s'incline d'un côté. Les plis déjetés deviennent par la suite déversés et renversés. Le développement ultérieur de la dislocation conduit à l'étirement et à l'amincissement des couches des flancs renversés des plis. C'est justement sur ces flancs renversés qu'apparaissent les premières, au début très fines, ruptures qui se disposent quasi parallèlement aux couches. Ces ruptures en germe se concentrent progressivement et en même temps commencent les premiers déplacements chevauchants dont l'amplitude grandit. Il se crée en définitive une « structure en écailles » avec des séries entières de plis anticlinaux renversés, chevauchant les uns sur les autres, et de synclinaux dans une large mesure tronqués.

Le décalage des chevauchements en écailles est maximal au voisinage de la charnière culminante de l'anticlinal contigu au chevauchement. Habituellement en direction de la charnière plongeante l'amplitude du chevauchement diminue et le chevauchement peut s'amortir complètement en se divisant préalablement en une série de ruptures plus petites. Ces zones de division et d'amortissement des chevauchements en constituent la phase embryonnaire, quand ces derniers à l'état de ruptures visqueuses ne font que se former par concentration de l'écoulement plastique (voir ch. 10). Il est évident que le déplacement le long des chevauchements en écailles ne fait qu'accentuer le raccourcissement horizontal engendré antérieurement par le plissement des couches.

Comme dans une structure en écailles chaque chevauchement est relié à un pli bien déterminé et constitue l'aboutissement de son développement, ces chevauchements sont parfois appelés « plis chevauchants ». Notons qu'habituellement les chevauchements en écailles correspondent à un seul système de ruptures de cisaillement ; l'autre système n'apparaît pas et la déformation est dissymétrique.

Il existe toutefois des « chevauchements sécants » (ou cisaillements) qui recoupent une série de plis et sont indépendants ou presque de la disposition des couches. Le plus souvent ces chevauchements comme d'ailleurs leurs analogues en écailles sont inclinés d'un côté et la direction de ce pendage correspond à celle de l'inclinaison des plans axiaux des plis (fig. 73).

Les chevauchements sécants de grande amplitude se mettent en place sous des angles variés par rapport à l'horizon, qui s'écartent souvent de façon sensible de 45°. Les surfaces de chevauchement de ces structures sont ondulées. Il est toutefois difficile d'expliquer pourquoi dans chaque cas concret le chevauchement a acquis tel ou tel angle. Dans une certaine mesure ce mécanisme d'écartement de

la rupture de cisaillement de l'angle de 45° avec les axes principaux de contraintes est en rapport avec des frottements le long de la surface de chevauchement et dont il sera parlé au chapitre 10. D'après ce mécanisme la base des chevauchements sécants doit se disposer sous des angles inférieurs à 45° (si l'axe de compression maximale est horizontal). Le même mécanisme peut être évoqué dans les cas de modifications de l'inclinaison de la base du chevauchement notées à plusieurs reprises au cours du passage d'une série de composition

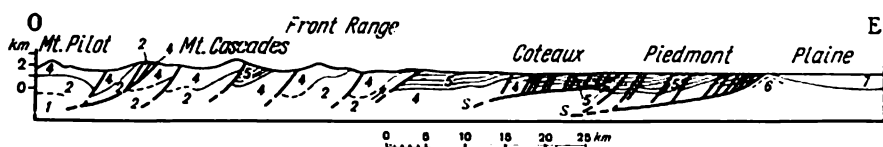


Fig. 73. Exemple de chevauchements en écaïlles et sécants. Coupe à travers les Montagnes Rocheuses du Canada à l'Ouest de Banff (d'après Ivans):

1 — Protérozoïque; 2 — Cambrian; 3 — Ordovicien; 4 — Dévonien et Carbonifère; 5 — Trias, Jurassique, Crétacé inférieur; 6 — Crétacé supérieur; 7 — Paléogène; S — chevauchements sécants, les autres sont des chevauchements en écaïlles.

lithologique donnée à une série d'une autre composition, l'angle de cisaillement pour des matériaux aux propriétés mécaniques différentes ne doit pas être le même.

Toutefois quand on procède à l'étude de la position dans l'espace d'une surface de chevauchement on doit tenir compte des variations de cette position sous l'effet des mouvements tectoniques postérieurs. C'est ainsi que les ondulations de la surface de chevauchement peuvent être le résultat de plissements posthumes.

Le caractère commun à tous les chevauchements, plis chevauchants ou chevauchements sécants est qu'ils s'allongent tous parallèlement à la direction du plissement affecté par ces dislocations et ceci nonobstant les ondulations en direction de leur surface de chevauchement.

En relation avec les compressions horizontales se trouvent aussi une série de ruptures tectoniques de moindre dimension. Dans des séries plissées dans leur masse l'écrasement plastique des couches sur les flancs fait quelquefois place à des petites ruptures dont les déplacements sommés provoquent un allongement de la couche.

Au cours de la compression horizontale de l'écorce terrestre il peut se former non seulement des chevauchements mais également des décrochements.

Si les chevauchements sont le fait de cisaillement raccourcissant, les dimensions du compartiment concerné de l'écorce terrestre dans le sens horizontal (perpendiculairement à la direction des plis) et les allongeant verticalement, le décrochement, par contre, étant un

cisaillement de direction horizontale suivant une rupture abrupte ou verticale, conduit à ce que la compression horizontale des dimensions s'accompagne également d'un allongement dans la direction horizontale à angle droit avec la compression, c'est-à-dire dans la direction des plis. L'allongement horizontal doit rencontrer une plus grande résistance que l'allongement vertical vers le haut. C'est pourquoi ces décrochements de compression horizontale sont moins fréquents que les chevauchements, mais ils peuvent toutefois se former.

De ce qui vient d'être dit il découle que théoriquement les décrochements liés aux compressions horizontales doivent se mettre en place sous un angle de 45° par rapport à la direction des plis engendrés par la même compression. En tenant compte de l'écartement habituel du cisaillement de la direction des contraintes tangentielles maximales on doit prévoir que les décrochements couperont les plis sous un angle inférieur à 45° (fig. 74). Deux systèmes de cisaillement conjugués conduisent à la formation de deux systèmes de décrochements dont l'un est dextre et l'autre senestre.

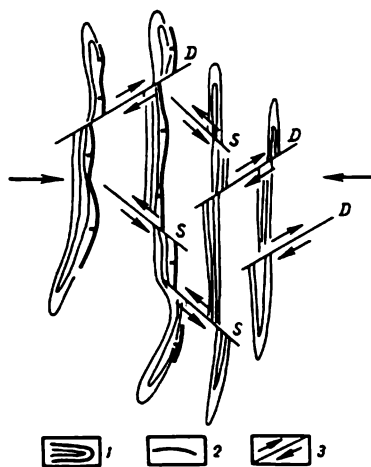


Fig. 74. Chevauchements et décrochements affectant une structure plissée :

1 — courbes de niveau conventionnelles entourant les plis anticlinaux; 2 — chevauchements (les traits de pente marquant la lèvre supérieure); 3 — décrochements (D — dextre; S — senestre).

RÉPERCUSSIONS DES RUPTURES SUR LES DISLOCATIONS PAR PLISSEMENT

Au cours de l'étude des conditions de formation des plissements par refoulement (par injection) (ch. 5) on a souligné que la disposition des plis est souvent fonction des ruptures au sein des assises recouvrant la série plastique. C'est ainsi que les ruptures limitant les blocs de l'écorce terrestre se déplaçant verticalement peuvent devenir des chenaux le long desquels, en cas d'existence de masses plastiques, sont mis en place les plis de refoulement. Au Sud-Est du Caucase, à la périphérie de la synéclyse pré-caspicienne, dans les zones de la tectonique dite saxone en R.D.A. et R.F.A., ainsi qu'en beaucoup d'autres endroits on a remarqué que les plissements de refoulement en crêtes et les plis diapirs se constituent par préférence au-dessus de gradins tectoniques du soubassement sous-jacent à des assises plas-

tiques (fig. 75). Il est vraisemblable que ces gradins sont dus à des failles abruptes. Ces dernières se prolongent vers le haut à partir du soubassement. Dans la masse plastique elles se distinguent mal, mais dans les séries de recouvrement, comme dans les terrains plastiques, elles peuvent apparaître dans une zone de broyage atténuée le long de laquelle sont refoulées les roches plastiques en formant des plis.

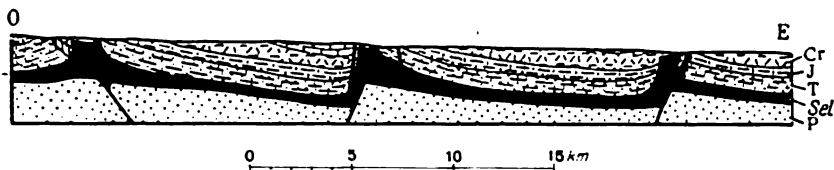


Fig. 75. Plis de refoulement en crêtes au-dessus des gradins du soubassement. Coupe géologique de la région entre Hanovre et Gross-Ilse (d'après F. Lotze).

En noir le sel du Permien supérieur dont le refoulement au-dessus des gradins du soubassement (représenté par des points) conduit à la mise en place de plis en crêtes perçant les sédiments secondaires susjacentes.

Des conditions analogues engendrent des complications dans des montagnes-blocs en se traduisant par des plis de refoulement accessoires se disposant au-dessus des failles ou des flexures limitant ces plis.

DÉFORMATIONS DES RUPTURES AU COURS DES MOUVEMENTS ULTÉRIEURS

L'inégalité des déformations affectant l'écorce terrestre conduit à ce que dans le cas particulier des ruptures, ces dernières peuvent

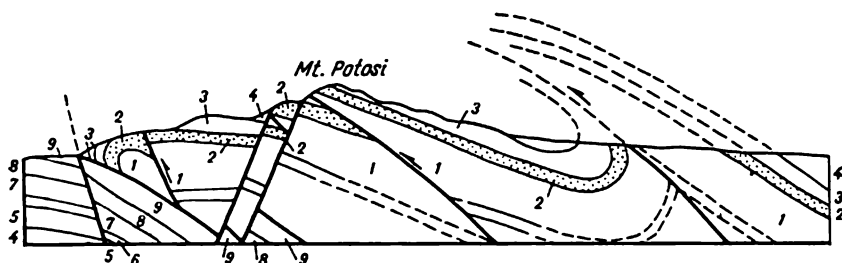


Fig. 76. Coupe géologique montrant les accidents ayant joué postérieurement à la mise en place des plis et des chevauchements. Montagnes Rocheuses. Etats-Unis (d'après A. Eardley):

1 — Carbonifère supérieur-Dévonien; 2 — Dévonien; 3-6 — Carbonifère; 7-8 — Trias; 9 — Jurassique. Les ruptures représentées par des lignes fines sont des chevauchements, les failles directes sont représentées par des lignes grasses.

apparaître et se développer dans un milieu qui dans son ensemble continue à se déformer plastiquement. C'est ainsi que les ruptures après leur mise en place peuvent, par la suite, être plissées.

Quand des fissures d'étirement se forment dans une zone de décrochement sous l'action d'un couple de forces et si leur allongement se poursuit simultanément au décrochement ces fissures prennent une forme sinueuse en S. Le mécanisme de ce phénomène sera étudié au chapitre 10. On y étudiera de même d'autres manifestations du développement simultané des déformations plastiques et discontinues.

Les cas de flexion de failles verticales sous l'action d'un écoulement plastique des parties supérieures de blocs soulevés ont été décrits dans ce chapitre.

Les ruptures formées antérieurement peuvent être recoupées par des ruptures suivantes et des compartiments peuvent ainsi être séparés et déplacés. Un cas qui se rencontre fréquemment est une structure constituée de plis et de chevauchements qui a été par la suite affectée par un jeu de failles directes (fig. 76).

Chapitre 8

CONDITIONS DE GISEMENT DES ROCHES VOLCANIQUES (par E. Milanovski)

LE PHÉNOMÈNE VOLCANIQUE ET LES PRODUITS REJETÉS PAR LES VOLCANS

Les formes originelles de disposition des roches magmatiques diffèrent de façon plus ou moins marquée des formes originelles de disposition des roches sédimentaires. Toutefois ces formes sont plus variées du fait de grandes différences dans les conditions de mise en place de leurs divers types. On peut distinguer quatre processus fondamentaux, reliés par des passages réciproques, qui conduisent à la formation de quatre groupes principaux de roches magmatiques.

1) *effusion* : épanchement à la surface terrestre de masses magmatiques en fusion (laves) et leur refroidissement ;

2) *explosion* : projection dans l'atmosphère (ou un réservoir d'eau) sous une forte pression d'un mélange de matériau magmatique fragmenté à l'état de gaz ou de vapeur, de matière liquide (gouttes, jets, grumeaux) et solide avec des fragments de roche encaissante, puis précipitation et sédimentation ultérieures de particules solides ou refroidies de matériau volcanique (dits pyroclastiques) à la surface des continents ou au fond des bassins océaniques ;

3) *extrusion* : expulsion du matériau magmatique à l'état visqueux ou solidifié jusqu'à la surface ;

4) *intrusion* : injection du matériau magmatique en fusion à des niveaux différents de l'écorce terrestre et son refroidissement dans l'épaisseur de cette dernière.

Les trois premiers processus sont étroitement liés et s'associent souvent de façon complexe en constituant des modes divers de manifestation de l'activité volcanique qui donnent naissance à différentes roches volcaniques : effusives, pyroclastiques et extrusives.

Les roches pyroclastiques possèdent en général, comme les roches sédimentaires, une structure feuilletée et le mécanisme de leur dépôt ainsi que les conditions de gisement présentent beaucoup d'analogie avec le mode de formation de certains dépôts détritiques, en particulier, des produits de l'activité du vent (activité éolienne). Les roches effusives (les laves) constituent des nappes dont les formes géométriques sont proches des masses rocheuses se disposant en couches mais, toutefois, sont dépourvues de la structure interne en feuillets propre aux roches sédimentaires et pyroclastiques. Le mode

d'écoulement des laves à la surface rappelle à certains égards les coulées de boue et de pierres.

Les roches extrusives et à plus forte raison les roches intrusives diffèrent le plus par leurs formes de gisement originelles des formations sédimentaires stratifiées. Les conditions de disposition des roches intrusives sont étudiées dans le chapitre suivant. On ne traitera ici que des roches volcaniques proprement dites.

Les produits liquides et solides de l'activité volcanique constituent dans la majorité des cas des systèmes silicatés de nature chimique et pétrographique variée se caractérisant essentiellement par une composition relative en silice (acidité) et l'alcalinité. Quelquefois les produits d'éjection volcanique sont des formations solides (pyroclastiques) ou liquides de composition carbonatée (carbonatites), des coulées de soufre incandescent, etc.

Des formes géométriques semblables aux reliefs volcaniques (volcans, coulées, etc.) apparaissent dans les éruptions de boue, phénomènes à bien des égards analogues par leurs manifestations aux véritables éruptions volcaniques.

La nature de l'activité volcanique, la géométrie et la structure des édifices volcaniques qui en résultent sont fonction de nombreux facteurs. Parmi les principaux citons la composition du matériau magmatique éjecté, de même que les conditions tectoniques et le milieu paléogéographique (nature du relief, domaine continental ou océanique, climat).

Suivant la composition chimique du magma et surtout de son acidité les rapports entre les activités du volcanisme effusif et explosif varient fortement, autrement dit, entre les effusions de laves d'une part, et les éjections de matériaux pyroclastiques mélangés aux vapeurs et aux gaz volcaniques d'autre part. Au cours des éruptions de magma basaltique ce sont les effusions de laves qui prédominent essentiellement, tandis que dans les éruptions du magma acide, composé de dacites et de rhyolites, on voit dominer les produits d'activité explosive. C'est là une conséquence de la prédominance dans le magma primitif acide de composants volatils dont la brusque séparation du magma incandescent après la baisse de pression accentue le caractère explosif des éruptions.

Les laves de composition variée se différencient fortement par leurs viscosité et coulabilité. En règle générale la viscosité est la plus faible et, par suite, la mobilité est la plus grande dans le cas de laves basaltiques basiques, liquides et très chaudes (plus de 1200°). Les laves intermédiaires (andésites) sont moins mobiles, quant aux laves acides (rhyolites) elles sont en règle générale les plus visqueuses et à coulées les plus courtes; c'est justement ces laves qui constituent à la surface des accumulations de masses extrusives. La vapeur d'eau et les gaz dissous dans le magma incandescent et sous haute pression des foyers magmatiques sont libérés du fait de

la baisse de pression au cours de la montée du magma par des chenaux et aux points de sortie. La faible proportion de gaz contenus dans le magma basique se conserve en général dans les laves sous forme de bulles ; une partie toutefois s'en échappe violemment, chargée de lambeaux de lave qui se refroidissent rapidement à l'air (ou dans l'eau) en se transformant en cendres (fragments fins de verre volcanique de diamètre inférieur à 1 ou 2 mm), en lapilli (petits fragments vacuolaires jusqu'à 1 ou 2 cm), en blocs poreux de scories volcaniques et en bombes (de 2 cm à 1 m et plus). Dans les éruptions de matériaux magmatiques plus acides renfermant une grande quantité d'éléments volatils l'importance de projections pyroclastiques, surtout au début du paroxysme volcanique, augmente progressivement. Sont également éjectés des fragments angulaires de dimensions diverses de roches anciennes constituant le tampon du chenal volcanique ou des roches arrachées des parois. Les accumulations soudées de matériaux pyroclastiques relativement fins et n'ayant pas été redéposés donnent des tufs (de dimensions variées), tandis que les matériaux plus grossiers, des agglomérats de tufs et de tufs et de brèches.

Lors de l'éruption du magma acide très riche en éléments volatils la libération de ces derniers après la baisse de pression dans les chenaux volcaniques (ou dans la partie supérieure des foyers magmatiques peu profonds) s'effectue violemment avec ébullition et effervescence de la fusion qu'accompagnent des projections de grande quantité de cendres et de fragments très légers d'écume volcanique appelée ponce. Si le volume des bulles gazeuses est de plus de 3 ou 4 fois supérieur à celui des membranes laviques, ces dernières explosent et le magma est complètement dispersé. Il constitue une masse composée de gouttes et d'agglomérats encore non refroidis de fragments de verre et de cristaux formés antérieurement à partir du bain de fusion qui « nagent » dans un mélange de gaz et de vapeurs encore chaud et fortement compressé mais se dilatant rapidement et capable de se mouvoir précipitamment en avalanches ou coulées. Le matériau déchargé par ces coulées incandescentes de gaz et de produits pyroclastiques, d'une texture rubanée une fois refroidi, fortement agglutiné et recuit est désigné sous le nom d'*ignimbrite*.

FORMES PRIMITIVES DE DISPOSITION DES ROCHES VOLCANIQUES

Parmi les formes primitives de disposition des formations volcaniques on peut tout d'abord distinguer :

a) les nappes et les coulées de matériau volcanique se disposant à la périphérie des centres d'éruption du fait de la dispersion des produits de leur activité à la surface terrestre ;

b) les appareils volcaniques, ces reliefs postiches édifiés aux points de sortie ou en leur voisinage immédiat.

Les nappes et les coulées volcaniques

Suivant la nature du matériau, sa structure et géométrie ainsi que le mécanisme de formation on peut distinguer trois types de nappes et de coulées volcaniques : laviques, pyroclastiques et ignimbritiques (laves sans racines).

A. Les nappes et les coulées laviques

Dimensions, géométrie et nature de la surface. Les expressions « nappe de lave » et « coulée de lave » sont souvent synonymes. Cependant il est rationnel de distinguer ces notions. Sous l'expression de *nappe de lave* il convient de comprendre des accumulations en forme de couche ou plus précisément de lentille résultant d'épanchement superficiel et dont les dimensions suivant deux axes horizontaux mutuellement perpendiculaires sont plus ou moins comparables et de deux ordres de grandeurs supérieures à l'épaisseur de la nappe.

Une *coulée de lave* se distingue d'une nappe de lave par sa forme rubanée en plan et une longueur de beaucoup supérieure (de 10 à 100 fois) à la largeur. Les coulées de lave se forment par écoulement de lave sur un terrain accidenté où elle remplit les dépressions du relief et en premier lieu les vallées. Les coulées constituent donc en général des épanchements continentaux, tandis que les nappes sont également propres au domaine continental et océanique. Elles se forment si l'épanchement a lieu sur une surface unie ou dans le cas d'un complet ensevelissement sous des laves au relief articulé. Dans cette dernière alternative on est en présence non pas d'une nappe unique mais d'une série de coulées et de nappes se recouvrant mutuellement et dont la puissance globale est supérieure à la vigueur du relief du socle.

L'épaisseur d'une nappe ou d'une coulée varie de 0,5 ou 1 m jusqu'à plusieurs dizaines et centaines de mètres. Il est naturel que pour un même volume de lave épandue l'épaisseur d'une coulée sera de beaucoup supérieure à celle d'une nappe. L'effusion de volumes égaux sur des reliefs semblables de coulées ou de nappes de laves acides, du fait de leur plus grande viscosité, entraînera des épaisseurs de beaucoup supérieures que dans le cas de laves basiques liquides s'écoulant aisément.

Les laves basiques, basaltiques et andésito-basaltiques comme les laves fortement alcalines (phonolites) peuvent constituer des coulées jusqu'à 100 km de longueur et plus. Des laves plus visqueuses de nature intermédiaire (andésites et andésito-dacites) donnent habituellement des coulées d'une longueur de quelques dizaines de kilomètres. La longueur des coulées de laves acides les plus visqueuses (rhyolito-dacites, rhyolites) ne dépassent pas quelques kilomètres.

La surface des nappes peut atteindre plusieurs milliers et même des millions de kilomètres carrés (par exemple, les nappes de basaltes du Trias inférieur recouvrant la plate-forme sibérienne, les nappes du Jurassique inférieur au Sud de l'Afrique, du Crétacé et du Paléogène sur le plateau de Dekan dans l'Inde, etc.). Toutefois ces énormes nappes ne se sont formées qu'à la suite d'épanchements répétés à partir de plusieurs centres d'éruption et constituent des masses à architecture complexe formées de nombreuses nappes élémentaires soudées entre elles et se recouvrant les unes les autres. Les surfaces

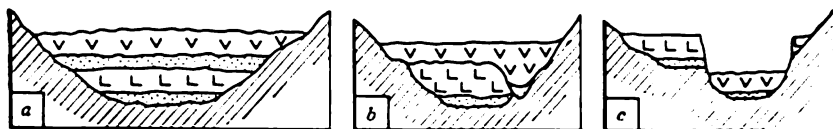


Fig. 77. Rapports entre des coulées de lave d'âges différents:
a — disposition concordante; b — recouvrement d'une coulée érodée; c — jeune coulée «encaissée».

maximales de nappes de laves neutres et à plus forte raison acides sont de beaucoup inférieures à celles des énormes nappes de laves basiques.

Les rapports mutuels entre les coulées (et les nappes) formées au cours d'épanchements répétés à partir d'un même centre volcanique peuvent être variés (fig. 77). Le cas le plus simple est celui du recouvrement concordant d'une coulée ou nappe plus ancienne par une jeune coulée. Ce cas est propre à la plupart des épanchements du domaine océanique de même qu'aux épanchements continentaux sur des modelés en plateau ou en plaine ou des effusions répétées de coulées dans une même vallée. Les facteurs contribuant à l'apparition de ces rapports stratigraphiques normaux entre les coulées ou les nappes sont: l'absence de longues interruptions entre les éruptions, une subsidence ou un soulèvement du compartiment concerné; dans ce dernier cas entre les nappes (ou coulées) peuvent s'intercaler des passées de roches sédimentaires ou des formations de tufs (fig. 77, a).

Si pendant les intervalles entre les différents épanchements une érosion se produit, la nouvelle coulée (ou nappe) peut se déposer sur une surface irrégulière fortement délavée d'une coulée (ou d'une nappe) ancienne ou même peut combler une dépression développée par l'érosion au-dessous du mur de la nappe en affouillant partiellement les roches du socle. Dans ce cas le mur (et quelquefois le toit) de la nouvelle coulée se dispose à un niveau inférieur au mur des restes de coulée ancienne (fig. 77, b). Ces structures de coulées adossées ou emboîtées rappellent au point de vue morphologique et génétique les complexes alluviaux recouvrant les terrasses d'âge différent d'une vallée fluviale. Ces dispositions mutuelles des coulées

sont en général propres aux régions montagneuses au relief très articulé se trouvant dans la phase de soulèvement quand entre les différents épanchements l'érosion fluviale et quelquefois glacière a eu le temps de procéder au creusement des vallées. Dans ce cas la séquence d'âge des coulées peut être déterminée par les méthodes de l'analyse géomorphologique.

Après l'épanchement d'une coulée dans une vallée fluviale le nouvel canal d'écoulement se développe non pas en son milieu mais le long de l'un des bords. Plusieurs facteurs jouent dans ce sens. Tout d'abord, c'est vers les bords que s'écoule la masse principale de l'eau des versants de la vallée, puis, c'est aux bords de la coulée que sa surface présente des petites dépressions et enfin, les nouveaux cours d'eau s'y enfoncent en premier lieu, non pas dans des laves rigides mais dans des dépôts déluviaux et de gravitation puis procèdent au creusement par surimposition (fig. 77, c).

La surface des coulées a un aspect très varié et dépend des propriétés physiques des laves (liées à leur composition), de la nature du relief du substratum et des conditions de l'éruption (sous-marine, sous-glacière, continentale). En général les coulées et les nappes de laves basiques fluides possèdent une surface dont le microrelief est plus uni. Souvent elle est presque horizontale. En remplissant une vallée fluviale les coulées de lave basaltique s'épandent non seulement dans le sens du courant mais pénètrent également en golf dans les vallées latérales de ses affluents.

Si, au contraire, la lave est plus acide et visqueuse, sa surface est plus âpre, hérissée et s'abaisse rapidement en général du point de sortie vers le front de la coulée, ou les bords de la nappe.

Le microrelief des nappes est essentiellement fonction non seulement de la viscosité mais également de la teneur des laves en éléments volatils. Les laves fluides essentiellement basaltiques et pauvres en vapeur d'eau et en gaz présentent des surfaces les plus lisses. Après l'épanchement elles se couvrent de pellicules refroidies (laves froncées, à tégument, dites dermolitiques) qui en s'écoulant se rident, se froissent (laves cordées) et, par endroits, se fracturent. A travers ces fractures dans la mince carapace s'échappent par flots des laves liquides qui à leur tour se refroidissent rapidement en surface et forment une fine pellicule qui empêche la lave de s'écouler. Il se forme ainsi des cavernes de lave, des tunnels, des tubes et des protubérances autant de formes propres aux laves en boyaux.

L'épanchement des laves basiques liquides au fond des mers ou des lacs, dans la neige, sur (ou sous) la glace conduit souvent à la formation de laves du type à boyaux et qu'on appelle laves en oreillers, ou pillow-lavas¹⁾. Au point de vue morphologique elles

¹⁾ Dans des cas isolés on observe des structures rappelant les pillow-lavas pour des épanchements continentaux (volcan Karymski à la Kamtchatka).

constituent des accumulations de « balles », ou « oreillers » de quelques décimètres de diamètre mais pouvant atteindre 1 ou 2 mètres, empilés les uns sur les autres et ayant perdu tout contact avec la masse principale de la coulée dont elles se sont séparées en constituant des couches ou paquets d'une épaisseur de quelques mètres et même de plus de 10 mètres. En section ces « pillows » offrent une texture zonée se caractérisant par le passage de la croûte hyaline et peu orientée à un cœur plus cristallin. Entre les « pillows » les espaces ouverts sont emplis de tufs, constitués de brèches vitreuses fines (hyaloclastites), ou de matériaux siliceux, calcaires, argileux.

On peut se représenter la formation des pillow-lavas de la façon suivante : par des fissures de la peau du front ou du toit de la coulée de laves fluides s'échappent des flots de lave qui au contact d'un liquide froid se couvrent aussitôt d'une mince pellicule. Au fur et à mesure que la lave est injectée dans la balle ainsi formée, cette pellicule s'étire, se divise et se brise, les fissures formées se cicatrisent de nouveau partiellement tandis que d'autres fissures des oreillers de la 1^{ère} génération s'écoulent de nouveaux flots de lave qui sont à l'origine d'oreillers plus petits de la 2^e génération, etc. Comme les laves s'écoulent sur une surface en pente du bassin les pillow-lavas s'écroulent ou glissent en contre-bas du fond incliné et s'empilent les uns sur les autres. La présence au contact des pillows voisins d'indentations est le signe que la partie interne des coussinets au moment des glissements et des empilements se trouvait encore à l'état liquide ou plastique.

Au cas de laves visqueuses riches en éléments volatils il s'accumule en leur sein d'énormes quantités de gaz, du fait de l'association de petites bulles gazeuses, qui tendent à monter vers le haut. Les grosses bulles qui se forment sous la croûte rigide refroidie (habituellement plus épaisse que la peau recouvrant les laves très fluides du type basique) la soulèvent en formant à la surface des petites intumescences en dômes qui éclatent par endroits avec production de jaillissement de lave. Ces modèles réduits de volcans sans racines ou « cônelets de lave » sur la surface des coulées portent le nom d'« hornitos ». Par suite de multiples divisions et de fissurations de la croûte de la coulée, provoquées par des jaillissements de gaz volcaniques qui s'accompagnent d'éjections de fragments de lave consolidée, de flots de lave liquide de même que de déformations de la croûte rigide au cours de l'écoulement de la lave sa carapace devient plus épaisse (de 0,5 à 1 jusqu'à 5 à 10 mètres) et se couvrent de scories de texture bréchoïde à surface poreuse et irrégulière caractérisée par un ensemble chaotique de collines (d'une hauteur atteignant jusqu'à 5 ou 10 m et plus) et de dépressions remplies de débris angulaires de lave, de fragments, de bombes.

Dans la partie superficielle de la croûte ces matériaux ne sont pas soudés, plus bas ce sont des agrégats de débris collants, suivis

de brèches volcaniques qui passent progressivement à des laves homogènes. Ce sont les laves en gratons (laves aa-hawaïennes, aphrolites, cheires auvergnates). Ce microrelief chaotique qui est caractéristique aux nappes et coulées andesito-basaltiques, d'andésites, d'andésito-dacites peut se conserver fort longtemps car la porosité de ces

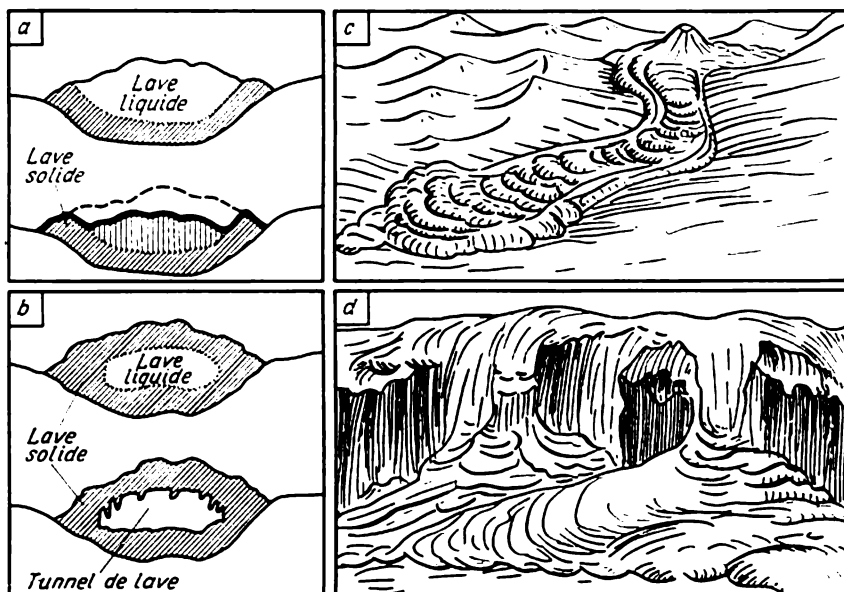


Fig. 78. Mise en place des moraines latérales (a), des tunnels de lave (b), des moraines transversales et des lobes terminaux de coulées de lave (c) et des cascades de lave (d).

laves favorise l'infiltration dans les couches profondes de ces gratons de l'eau atmosphérique qui, pratiquement, n'a pas d'action érosive sur leur surface.

Toutefois on observe souvent dans la disposition des formes du microrelief des coulées une certaine régularité. Les coulées relativement étroites sont parfois bordées de moraines latérales soulevées au-dessus de la partie centrale effondrée. Ces remparts représentent des zones latérales de coulées, solidifiées à l'époque de l'élévation maximale de la coulée. Postérieurement, le niveau de la coulée s'est abaissé et elle continua à couler comme dans un berceau (fig. 78, a). Dans quelques coulées, par exemple dans les coulées basaltiques des îles Hawaï et les phonolites du volcan Sousva du mont Kenya, l'épaisse carapace une fois refroidie cessait de se déplacer et se transformait en voûte sous laquelle, comme dans un tube incliné, la lave

continuait à s'écouler. Par la suite toute la lave s'étant écoulée il s'est formé des cavités en tunnels, longs de centaines de mètres voire de plus d'un kilomètre et d'une hauteur de 10 à 15 m, des parois desquels pendent des concrétions de laves, ou des stalactites (fig. 78, b).

Au centre de la coulée limitée par des moraines latérales on observe fréquemment des moraines de laves frontales de plus faible hauteur qui se disposent transversalement par rapport à l'écoulement de la lave. En plan elles sont arquées vers l'aval de la coulée (fig. 78, c). Ces moraines apparaissent particulièrement nombreuses dans les parties adoucies du profil en long où la vitesse de l'écoulement diminue et la croûte se tord et ploie sous la pression des laves descendant de l'amont. Au contraire, dans les compartiments de plus grand pendage les rides transversales disparaissent et la coulée présente une surface lisse faiblement bombée quelquefois accidentée de rides longitudinales et de crevasses. Sur des pentes les plus raides où la vitesse d'écoulement de la lave atteint quelquefois des dizaines de kilomètres à l'heure la coulée peut former des cascades de lave (fig. 78, d) ou même s'interrompre. Dans la partie terminale les coulées s'élargissent fréquemment et se présentent parfois en plusieurs lobes. Ces formes sont la conséquence de la poussée exercée par les laves arrivant de l'amont sur le front de la coulée ayant cessé de se mouvoir. Le front de la coulée ou de la nappe, surtout si elle est formée de laves en gratons, est constitué par un escarpement à pente assez raide (jusqu'à plusieurs dizaines de degrés) et s'élevant à 5 ou 10 m et même plus.

La couche de lave en graton, scoriacée et bréchoïde forme une croûte rigide qui « flotte » sur une coulée liquide et dérive comme une banquise dans l'océan Glacial. La vitesse d'écoulement étant plus grande à l'amont qu'à l'aval de la coulée, où elle diminue progressivement, ce sont des compartiments isolés de la carapace supérieure qui approchent successivement la partie terminale de la coulée (front de la nappe en mouvement) puis, une fois celle-ci atteinte la croûte se replie (mais en même temps vers le pied de la coulée glissent des débris et des blocs non soudés et, quelquefois, dans la partie frontale s'échappent des flots de lave en fusion) et se couche retournée au fond du courant de lave fluide qui continue de couler. En gros le mouvement de la croûte rappelle celui des patins métalliques d'un tracteur chenillé. Ainsi, dans la coulée ou la nappe en coupe on doit distinguer deux niveaux de téguments morphologiquement et génériquement identiques au toit et au mur (fig. 79).

En s'épanchant à la surface ou au fond des océans la lave produit sur les roches du substratum des effets thermiques de contact (pyrométamorphisme). Fréquemment les roches du mur acquièrent une teinte rougeâtre en rapport avec le passage des composés ferreux

en composés ferriques. L'épaisseur de la partie atteinte par ce pyrométamorphisme varie de quelques centimètres à plusieurs mètres.

La structure interne des coulées et des nappes se caractérise par une série d'éléments structuraux liés au mécanisme d'écoulement des laves ou de leur refroidissement, de solidification et de contraction. Les différences de vitesse d'écoulement dans les divers compartiments de la coulée (généralement variant d'une valeur nulle, près du contact avec le substratum, jusqu'à sa valeur maximale observée sous la croûte superficielle) s'exprime dans l'orientation

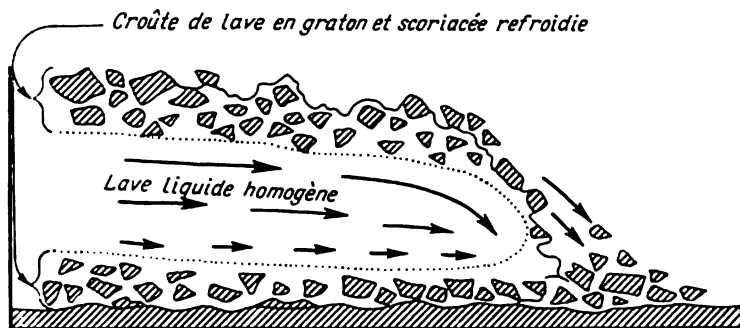


Fig. 79. Déplacement de la partie supérieure de la croûte d'une coulée de lave et mise en place de cette croûte au fond de la coulée.

prépondérante des disséminations en colonnes ou lamellaires intratelluriques (autrement dit, des phénocristaux séparés de bain de fusion dans la cheminée avant l'expulsion de la lave à la surface) de même que des xénolites oblongs qui ont tendance à se disposer dans l'axe des filets de lave. Quelquefois cette orientation dominante peut être perçue visuellement, mais le plus souvent elle n'est décelée qu'au cours de l'analyse statistique d'un grand nombre de mesure. Fort souvent le sens du courant et la distribution des niveaux (filets) à vitesse différente est marqué par la forme et la position des bulles de gaz (pores) expulsées des laves (ou bien des amygdales résultant de leur remplissage postérieur par des matériaux minéraux) aplatis parallèlement à la surface du toit et du mur de la coulée et s'allongeant dans l'axe du courant. Toutefois au cas où l'écoulement a cessé avant la solidification, l'expulsion des gaz continuant (par exemple, lors de la retenue par un lac de lave), les axes longs des bulles de gaz (pores), qui tendent à monter, se disposent non pas parallèlement mais perpendiculairement au toit de la coulée.

La dimension des bulles de gaz (pores) dans les laves varie dans des larges limites : de 1 mm jusqu'à plusieurs centimètres et même parfois on rencontre des bulles dont le diamètre atteint 1 m. Les laves intermédiaires et acides ont la texture fluidale de la masse

principale des coulées qui se caractérise parfois par des brusques différences dans la coloration, la composition (en particulier peuvent fortement varier les rapports entre le fer ferrique et ferreux) et la microstructure de certaines bandes. L'épaisseur des bandes successives constituant la structure fluidale varie entre 1 mm et quelques centimètres. En général cette structure est la conséquence de l'épanchement de la lave par la cheminée. Dans l'écoulement laminaire les bandes isolées de lave se déplacent à des vitesses quelque peu différentes en glissant les unes sur les autres et en se dis-

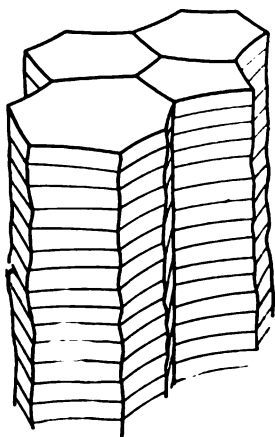


Fig. 80. Division en colonnes (prismée) des nappes laviques.

posant à peu près parallèlement au toit et au mur de la coulée; elles permettent donc d'apprécier non seulement la structure interne, mais également le sens du courant, et dans une certaine mesure la forme générale de la coulée (ou de la nappe). Cependant dans les laves très visqueuses et acides la structure fluidale se présente sous forme d'une ciselure fine et complexe. Ce gaufrage est en rapport avec les plissements du matériau lavique visqueux et plastique au cours de l'épanchement (extrusion et écoulement).

Le refroidissement, la solidification et la contraction des laves qui en résulte sont la cause des fissures d'éirement [qui conditionnent la division des coulées et des nappes. La structure normale et caractéristique des coulées et des nappes est la division en colonnes, ou prismes (fig. 80). Elle se manifeste par la division de la masse

lavique par des fissures en colonnes (ou prismes) de forme carrée, penta-, hexa- et septagonale, mais le plus fréquemment c'est la forme hexagonale qu'on rencontre. La hauteur des prismes s'échelonne entre 1 ou 2 m et des dizaines de mètres et est fonction de l'épaisseur des coulées (chaque coulée comporte au moins deux rangées de colonnes). L'épaisseur des prismes varie de quelques décimètres jusqu'à 1 ou 3 m. Dans la partie supérieure des coulées (ou nappes) les prismes se disposent perpendiculairement à leur surface (c'est-à-dire plus ou moins verticalement), tandis que dans la partie inférieure ils sont perpendiculaires au mur et si le relief du substratum est très inégal on observe de fréquents et importants écarts de la position verticale (jusqu'à la position quasi horizontale des prismes de la base de la coulée au cas où la lave s'épanche dans un cañon aux parois à pic).

La formation de structures prismées dans des laves en état de solidification s'explique par des influences thermiques et est en

rapport avec des déplacements successifs des fronts de refroidissement de la coulée, c'est-à-dire des surfaces de géoisothermes se succédant du toit au mur au sein de la coulée à mesure du refroidissement et de la solidification de celle-ci. Si c'est une surface lisse et homogène qui se refroidit d'une façon uniforme, il se forme dans la coulée à des distances plus ou moins égales des centres de refroidissement et de contraction. Avec la contraction autour de ces centres du matériau refroidi il apparaît dans l'intervalle des contraintes d'extension ; quand ces contraintes atteignent la limite de résistance du matériau à la température donnée il se forme à la mi-distance entre les centres de refroidissement voisins une fissure d'éirement. Autour de chaque centre de refroidissement on voit habituellement apparaître six de ces fissures. La formation par refroidissement d'un réseau de fissures hexagonales à la surface des laves est un phénomène qui rappelle l'éclatement de la surface d'un terrain argileux humide en cours de dessiccation. Par suite à mesure que la coulée se refroidit la surface des isothermes se déplace vers le bas, les centres de refroidissement deviennent en quelque sorte des axes de refroidissement et le réseau de fissures hexagonales, n'affectant au début la coulée que superficiellement, commence à s'« enraciner » plus profondément en découpant peu à peu la masse de lave refroidie jusqu'à qu'elle ne devienne entièrement divisée en une colonnade de prismes.

Puisque le refroidissement de la coulée (ou nappe) s'étend non seulement à partir du toit mais également à partir du mur, la division en prismes s'effectue simultanément à partir du haut et du bas jusqu'à leur rencontre. On commettrait donc une grave erreur en identifiant le nombre de coulées d'une série lavique épaisse au nombre d'articles (colonnades) de la division colonnaire. En général les colonnes de la zone supérieure sont plus longues que celles de la zone inférieure car le transfert de la chaleur vers le haut, à l'atmosphère, se fait plus rapidement que vers le bas, à la roche du socle progressivement réchauffée. Fréquemment les colonnades supérieures et inférieures diffèrent morphologiquement. La colonnade inférieure, si la lave repose sur une surface unie du socle, se caractérise par des formes plus régulières par suite d'un refroidissement plus lent. Mais en cas d'épanchement sur une surface heurtée les colonnes de la zone inférieure sont fortement déformées. C'est ainsi que lorsque la lave remplit une vallée étroite en forme d'auge, les colonnes de la zone inférieure se disposent en éventail s'ouvrant vers le bas. Dans la partie supérieure de la coulée (ou nappe) à surface scoriacée les conditions de refroidissement sont compliquées et il se forme souvent une zone épaisse de quelques mètres à prismatisation irrégulière (fausse colonnade) qui plus bas fait place à une zone de prismatisation régulière à gros prismes verticaux. Dans certains cas une zone de prismatisation irrégulière peut également se constituer à la base de la coulée.

C'est ainsi que l'orientation et les particularités morphologiques de la prismatisation sont logiquement fonction de la forme de la coulée, de son épaisseur, du relief de son lit et, par suite, l'analyse de la géométrie de la prismatisation peut servir de base à la reconstruction de la forme primitive des coulées ou des nappes y compris de celles qui ont subi de fortes dénudations et même des déformations technologiques postérieures.

Il faut noter que la prismatisation s'observe non seulement dans des laves, mais également dans des nappes d'ignimbrites ou tufolaves, de même que dans des corps intrusifs du type filons-couches (sills, dykes).

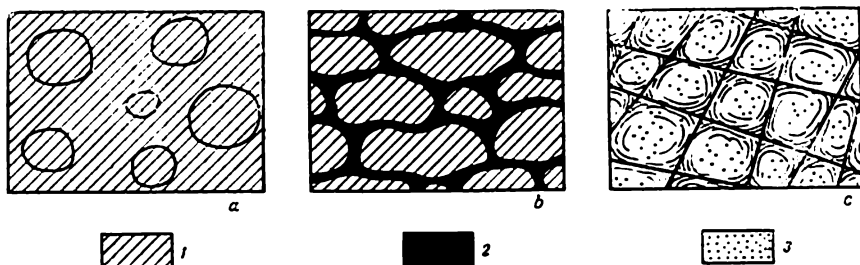


Fig. 81. Division en boules (a), en oreillers, ou pillow-lavas (b) et en écailles (c): 1 — lave; 2 — matériau étranger; 3 — matériau non stratifié (lave, tuf, grès, etc.).

Outre la structure prismée les épanchements de lave prennent souvent d'autres structures. Dans des coulées à surface âpre et constituées de lave bréchique, toute la masse peut présenter des divisions de transition très incomplètes en blocs et même des débits en blocs typiques. Fréquemment on observe dans les laves des débits lamellaires orientés différemment par rapport au toit et au mur de la coulée (variant de la position parallèle à la perpendiculaire) et quelquefois intensément déformés sur de courtes distances. Ces plaquettes ne peuvent pas être utilisées pour des restitutions de la forme des coulées.

Dans certaines laves, principalement de composition acide, on décèle des divisions en boules, ou orbiculaires (fig. 81, a). Les boules de lave de quelques centimètres à 1 mètre de diamètre, en général, ne se touchent pas et sont englobées dans une pâte lavique. Cette décomposition en boules ne doit pas être confondue avec le débit en oreillers, ou pillow-lavas, résultant de la décomposition de la coulée au cours de son écoulement en balles isolées par du matériau non lavique (fig. 81, b), ainsi qu'avec la division en écailles (fig. 81, c). Cette dernière est la conséquence de l'altération de roches grainues homogènes, non stratifiées (effusives, intrusives, tufs, grès, etc.), le long des joints de directions se recoupant mutuellement et condui-

sant à l'isolation de « boules » relativement rigides et recouvertes d'écailles, qui sont englobées dans des zones de matériau meuble fortement altéré.

B. Les nappes de matériaux pyroclastiques

Les nappes formées de matériaux pyroclastiques sont le fait d'éruption du type explosif, autrement dit de projections de bombes, de scories, de fragments de ponce, de lapilli, de sables volcaniques et de cendres de dimensions variées de même que de blocs de la roche encaissante constituant les parois et les amas des cheminées qu'accompagnent des colonnes de vapeurs d'eau chaude et de gaz volcaniques. Ces projections sont plus caractéristiques pour des éruptions continentales que sous-marines car la pression de la couche d'eau empêche le matériau pyroclastique de s'étendre sur un large domaine et, au cas d'éruptions à une profondeur dépassant 2 km la pression de la colonne d'eau, surpasse la pression critique de la vapeur d'eau et l'éjection du matériau pyroclastique ne peut avoir lieu.

Les colonnes de fumée constituées de masses de gaz sous haute pression entraînant des matériaux pyroclastiques s'élèvent à une altitude de plusieurs kilomètres et même quelquefois à des dizaines de kilomètres tout en s'étendant continuellement et souvent déviant fortement sous le vent. C'est pourquoi les projections retombent sur la surface terrestre à des grandes distances du centre d'éruption et recouvrent un espace considérable. Ce processus est sous le contrôle de la différenciation gravitationnelle : tout d'abord et autour de la bouche éruptive s'accumulent les fractions les plus grosses et les plus lourdes, les bombes volcaniques (atteignant quelquefois 1 m de diamètre), les blocs de roches encaissantes arrachés à la paroi ; les matériaux les plus fins et les plus légers se déposent plus tard et à des distances très grandes ; les matériaux tels les fragments de verre volcanique possèdent des propriétés aérodynamiques qui facilitent des accumulations importantes de cendres fines quelquefois à des centaines et même des milliers de kilomètres des points de sortie. Les fragments de ponce par suite de leur masse spécifique très faible (souvent inférieure à l'unité) sont également transportés à des grandes distances par le vent (à des dizaines et des centaines de kilomètres) et surnageant à la surface de l'eau forment des îles flottantes que le courant emporte très loin.

C'est ainsi qu'après un paroxysme du type explosif il se forme une couche de matériaux pyroclastiques dont l'épaisseur et la grosseur des grains diminuent progressivement à mesure que l'on s'éloigne du centre d'éruption, les grains de leur côté s'amenuisant également vers le haut de la couche (granulométrie calibrée). Toutefois on ne décèle pas dans une couche isolée de matériaux pyroclastiques de stratification intime bien nette. En cas d'éruptions explosives

répétées si le dépôt du matériau pyroclastique n'est pas perturbé et s'effectue, par exemple, dans des dépressions continentales ou au fond d'un bassin marin ou lacustre, les assises s'accumulent de façon rythmique et leur épaisseur peut atteindre des dizaines et même des centaines de mètres. Tout d'abord le matériau pyroclastique recouvre un relief heurté d'une couche uniforme (le nivellement du relief ne se réalise que par redépôt subséquent).

Le matériau pyroclastique meuble composé de fragments de verre volcanique tordus en faucille (cendre), de morceaux de ponce, de scories, de bombes en formes d'amandes ou de fuseaux, du fait de leur surface irrégulière fendillée et craquelée, possède une très grande force d'adhésion et peut se maintenir sans s'effondrer sur des pentes relativement raides (jusqu'à plusieurs dizaines de degrés) du relief enseveli. Les parois raides des cônes de cendres ou de scories primitifs peuvent par erreur être prises pour des conséquences de déformations tectoniques.

Le processus d'accumulation du matériau pyroclastique se complique du fait du transport et du redépôt du matériau primitif. Ce redépôt commence fréquemment aussitôt l'éruption déclenchée et se déroule sous l'effet de nombreux facteurs. Parmi ces facteurs figurent les glissements du matériau clastique le long des pentes des reliefs du fait des éboulements, le transport par des coulées boueuses ou de blocs (avalanches sèches) au cours de l'éruption (lahars chauds ou froids), le transport ou le redépôt du matériau pyroclastique par des cours d'eau éphémères ou permanents, les déplacements provoqués par des éboulements, les déflations dues au vent, etc.

Par suite de l'action de tous ces facteurs la structure des assises de matériau pyroclastique, surtout des accumulations continentales, devient très compliquée; on y décèle fréquemment des altérations internes, des structures emballées, adossées, enclavées, dans les assises et niveaux de cendres et de scories on observe souvent des stratifications croisées du type éolien, etc. Après la lixiviation et le redépôt les particules du matériau pyroclastique sont soumises aux processus mécaniques, elles se mélangent partiellement aux débris d'origine non volcanique en donnant naissance à des roches dont la composition et le mode de sédimentation ne sont déjà plus pyroclastiques et constituent des empilements de tufs et de formations sédimentaires.

Fort souvent on observe dans les provinces volcaniques non pas des empilements purs de matériaux pyroclastiques ou de nappes laviques, mais des assises formées de nappes et de coulées de lave qui alternent avec des empilements de paquets, de couches ou de lentilles de matériau pyroclastique. Ces assises sont la conséquence de variations multiples du dynamisme volcanique qui du type explosif passe au type effusif.

C. Les nappes et coulées de tufo-laves et d'ignimbrites

Vu leur structure, le mode de transport du matériau volcanique et les conditions de leur gisement les nappes d'ignimbrites et de tufo-laves possèdent des traits très particuliers. Elles n'apparaissent que dans des conditions continentales pour des émissions de magma acide et intermédiaire (produits rhyolitiques et dacitiques) ou à alcalinité élevée (trachytes à rhyolites, trachyto-dacites, quelquefois trachytes) riche en éléments volatils. Les *ignimbrites* sont produites par des nuées lourdes d'avalanches ou de coulées d'un chaos de gaz et de formations pyroclastiques (émulsions). Ce chaos est constitué de gouttes ou de grumeaux ainsi que de débris plastiques de laves saturées d'éléments volatils maintenus « en suspension » dans le « nuage » de fumée ardente chargés de gaz et de vapeurs dont la masse croît constamment aux dépens des émissions des particules laviques incandescentes. Ce mélange est expulsé sous haute pression de l'orifice volcanique comme d'une tuyère et se répand précipitamment en forme de nuage descendant ou d'avalanche. Cette dernière se précipite soit en coulée linéaire en utilisant pour son mouvement toutes les formes de relief en creux : ravins, vallées, soit, si le volume des émulsions est très grand ou le terrain suffisamment uni, s'étend dans toutes les directions en couvrant de nappes une aire considérable.

Les *tufo-laves* ¹⁾ (ou ignispumites) sont des formations apparentées aux ignimbrites. Ils se forment à partir des laves acides, mousseuses très légères et mobiles et particulièrement saturées d'éléments volatils (mousses volcaniques) tels les rhyolites et les dacites. Si dans les émissions ignimbritiques les lambeaux de laves liquides et incandescentes se trouvent en suspension dans un chaos dense de gaz et de vapeurs chauds qui les englobent par contre dans les coulées de tufo-laves les bulles de gaz et de vapeur en croissance, quoique leur volume est de plusieurs fois supérieur à celui de la phase liquide, sont encore séparées par de fines cloisons de lave liquide. Quand ces dernières éclatent et se transforment en de nuées de blocs de lave, la coulée de mousse volcanique passe à une lave d'ignimbrites. Ainsi donc les tufo-laves sont génétiquement associés aux ignimbrites et au cours des émissions peuvent se transformer en ces dernières vers le haut et latéralement (en direction de la baisse de la pression externe). A mesure que la phase gazeuse se sépare et la pression baisse au sein de l'avalanche ou de la coulée, pendant que cette dernière se répand à la surface de la terre la nappe ignimbritique cesse d'être mobile et ne se déplace plus, les particules plastiques et solides incandescentes s'enfoncent sous la charge du matériau susjacent, s'aplatissent et,

¹⁾ Certains auteurs utilisent les mots ignimbrite et tufo-lave comme des synonymes.

étant encore très chaudes, se soudent ou s'agglutinent et se refroidissent graduellement. De même, avec la perte des éléments volatils, se tassent les nappes de tufo-laves formées à partir des mousses laviques. Les roches mises ainsi en place acquièrent une structure rubanée avec la présence caractéristique de lave vitreuse qui en plan sont isométriques et en section transversale aplaties, en galettes ou en lentilles.

Les aires recouvertes par des coulées ou nappes ignimbritiques (produits d'émissions successives et rapprochées d'un seul ou d'une série d'exutoires) peuvent dans des cas isolés atteindre des milliers et même des dizaines de milles de kilomètres carrés. Elles constituent ainsi des vastes plateaux volcaniques dont les dimensions sont quelquefois comparables aux énormes plateaux formés de laves basaltiques.

L'épaisseur des coulées ou des nappes ignimbritiques ou de tufo-laves et d'ignimbrites produites par des émissions uniques varie de quelques mètres (le plus souvent ne dépassant pas la dizaine) jusqu'à des centaines de mètres et en certains cas même jusqu'à 1 à 2,5 km (dans les dépressions d'origine volcano-tectonique).

D'après leur condition de gisement ces formations se placent entre les épanchements de lave et les dépôts de tufs volcaniques. En cas d'effusion sur une surface à relief heurté, elles remplissent tout d'abord les vallées où leur épaisseur est la plus grande, toutefois une couche moins épaisse peut aussi recouvrir des interfluves. La première couche reproduit généralement les contours du relief enseveli et ce n'est que lorsque l'épaisseur devient suffisamment grande que les nappes d'ignimbrites et de tufo-laves acquièrent en leur toit une disposition horizontale. C'est la conséquence des conditions spécifiques du déplacement des laves, des cendres et des coulées des tufo-laves et d'ignimbrites. Les laves s'écoulent à la manière des liquides visqueux et tendent à prendre une forme proche de la surface horizontale, les cendres et autres matériaux pyroclastiques tombent de l'air et recouvrent d'une couche uniforme tous les éléments du relief sur lesquels ils peuvent se maintenir, quant aux coulées de tufo-laves et d'ignimbrites, elles s'étendent en forme de nuée retombante ou de masse de ponce à surface plus ou moins unie et si le substratum a un relief heurté, leur puissance primitive est très variable. Ces différences en épaisseur au-dessus de formes de relief variées se conservent naturellement après le dépôt, le tassement et la soudure du matériau. Sur des éléments en relief où l'épaisseur est moindre, le matériau est moins soudé et plus friable, la couverture de tufs et d'ignimbrites est souvent érodée par des agents météoriques.

L'arrivée du matériau magmatique des émissions de tufo-laves et d'ignimbrites s'effectue par une bouche unique ou par une série de petits chenaux à partir de foyers magmatiques proches de la surface (périphériques), situés à une profondeur ne dépassant pas quelques

kilomètres. En se vidant ces derniers, si les émissions de tuffo-laves et d'ignimbrites sont importantes, provoquent des tassements vulcano-tectoniques plus ou moins considérables (voir plus loin).

Les appareils volcaniques

La structure des appareils volcaniques élevés sur le lieu des centres d'éruption et en leur voisinage, de même que des conduits servant au transfert du magma, se caractérise par une très grande variété. Elle dépend d'une série de facteurs : situation tectonique du centre volcanique, structure du substratum, type éruptif, intensité de l'éruption, sa durée, conditions physiographiques de l'activité volcanique (continentale ou sous-marine, relief, climats, etc.).

Suivant la structure et la disposition réciproque des conduits de transfert de matière profonde on distingue les éruptions centrales, fissurales et aréolaires (fig. 82). Ces notions sont plus ou moins arbitraires car tout d'abord les types distingués sont liés les uns aux autres par des transitions graduelles et ensuite les épithètes central, fissural et aréolaire peuvent s'appliquer à des volcanismes d'échelle dissemblable.

L'*éruption du type central* (fig. 82, a) présente un conduit ayant la forme d'une cheminée. En général elle accompagne le « nœud » d'intersection de fissures ou de ruptures à grand pendage ou verticale. Les appareils volcaniques de ce type d'éruptions constituent des *volcans du type central* de forme plus ou moins circulaire en plan.

Au cas d'une *éruption fissurale* (fig. 82, b), l'office de conduit de transfert de matière profonde est joué par une fissure profonde et relativement continue s'ouvrant graduellement, ou une rupture à pente abrupte le long de laquelle il ne se produit pas au cours de l'éruption de déplacements relatifs importants. Le bain de fusion atteint la surface soit en se déplaçant le long de la fissure ou une grande portion de celle-ci, soit l'éruption se localise en l'un ou plusieurs secteurs limités de la fissure, en particulier, aux points où elle est recoupée ou se fendille en des fissures de moindres ampleurs et de directions différentes. Dans ce dernier cas une étude détaillée du problème montre qu'il existe plusieurs volcans du type central dont la disposition est toutefois fonction de la fissure principale de transfert du magma (faille). Si l'éruption est suffisamment prolongée les centres actifs peuvent migrer le long de la fissure.

L'*éruption aréolaire* (fig. 82, c) est une éruption diffuse du magma sortant par une multitude de petites fissures (ou leur « nœuds » d'intersection) réparties sur une vaste aire. A mesure que le processus volcanique s'intensifie, certains conduits s'assoupissent et se cicatrisent, le rôle de conduits actifs étant transmis aux fissures restantes ; la migration des centres d'éruption se réalise donc non pas d'une façon linéaire mais sur une vaste aire.

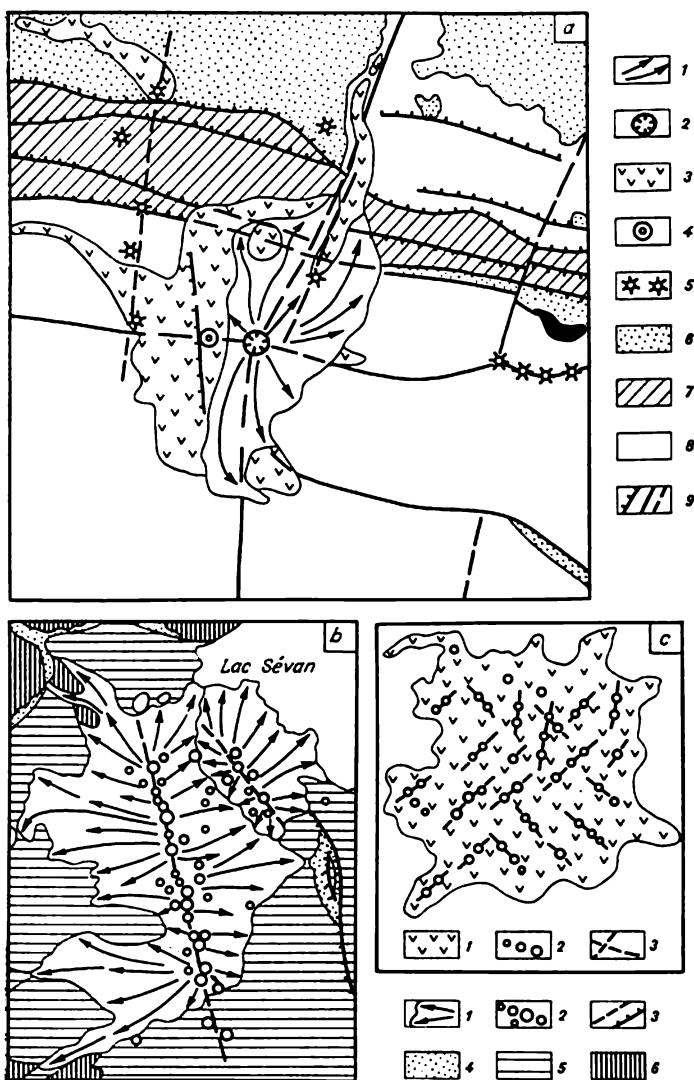


Fig. 82. Caractéristique structurale des appareils volcaniques d'éruptions du type central (a), fissural (b) et aréolaire (c):

a — strato-volcan polygénique d'Elbrouz (Grand Caucase): 1 — coulées laviques holocènes; 2 — cône holocène du volcan Elbrouz; 3 — formations volcaniques du Pleistocène et du Pleistocène supérieur; 4 — cône pleistocène du volcan Elbrouz; 5 — centres monogéniques pleistocènes; 6 — sédiments jurassiques; 7 — sédiments du Primaire moyen et supérieur; 8 — assises métamorphiques du Primaire inférieur et du Protérozoïque et granitoïdes du Primaire; 9 — failles superficielles et ensevelies; b — coulées de lave holocènes et cônes de scories de l'édifice volcanique du Guegame (Petit Caucase): 1 — laves holocènes à andésites; 2 — cônes à scories et à scories et laves; 3 — failles et fissures quaternaires; 4 — sédiments alluviaux quaternaires; 5 — assises volcaniques pleistocènes et pliocènes; 6 — sous-bassements antépliocènes; c — éruptions du type aréolaire (schéma): 1 — nappe lavique; 2 — centres d'éruption monogéniques; 3 — fissures et failles servant au transfert du magma.

Il est évident que le type de l'éruption volcanique (centrale, fissurale ou aréolaire) est fonction dans une large mesure de la structure tectonique du substratum de la région volcanique concernée.

Suivant la longueur ou au contraire la brièveté des éruptions, de centres variés on distingue les volcans monogéniques et les volcans polygéniques. Les *volcans monogéniques* se caractérisent par une seule phase éruptive après laquelle leur activité s'éteint. Les *volcans polygéniques* se distinguent par une longue durée éruptive, de multiples phases d'éruption qui s'échelonnent sur des milliers et même souvent des millions d'années. C'est ainsi que la durée d'activité du plus grand volcan du Caucase, l'Elbrouz s'est prolongée du Pliocène supérieur jusqu'à l'époque historique, autrement dit, sur près de 3 millions d'années. En général, les éruptions aréolaires et fissurales donnent lieu à des volcans monogéniques, tandis que les volcans polygéniques sont dans la plupart des cas des éruptions centrales favorables à la persistance de grande cheminée bien localisée dans l'espace.

La structure ainsi que l'aspect extérieur des volcans polygéniques, surtout des volcans continentaux, dépendent grandement de la durée des périodes de repos, car durant ces phases d'assoupissement de l'activité volcanique le volcan est soumis à l'action des agents de l'érosion (ruissellement, érosion normale et glacière, abrasion marine, etc.) et de l'accumulation qui peuvent modifier fortement sinon complètement la forme primitive des édifices volcaniques en les transformant en ruines. Les produits de la phase éruptive suivante peuvent donc recouvrir une surface profondément disloquée ou au contraire nivelée par l'érosion et l'alluvionnement. C'est ainsi que les coulées de génération tardive peuvent envahir les rigoles profondes (les barrancos), les gorges et les vallées en auge entaillées durant la phase de repos dans les laves ou les dépôts de tufs de génération antérieure, etc.

Puisque les volcans polygéniques comportent des alternances de processus volcaniques et non volcaniques (dénudation, alluvionnement, mouvements tectoniques), leur structure et leur relief se caractérisent fort souvent par une grande complexité.

Les dimensions des volcans reflétant l'intensité des éruptions sont dans la plupart des cas directement fonction de la durée et de la stabilité de fonctionnement du conduit de transfert de matière profonde ainsi que du foyer magmatique qui l'alimente. C'est pourquoi, les plus grands volcans sont du type polygénique à éruption centrale, tandis que les petits appareils volcaniques constituent en général des volcans monogéniques. Ils se forment lors des éruptions fissurales ou aréolaires sans rapport avec les grands volcans polygéniques ou bien quand le magma s'échappe des fissures latérales ou en éruptions dites excentriques, c'est-à-dire par jaillissement épisodique du magma à la périphérie d'un important volcan polygénique. L'apparition

de petits centres d'éruption monogéniques (cratères parasites) sur les flancs ou au pied d'un grand volcan polygénique s'explique par le fait qu'à mesure de l'accroissement du volcan en cours d'éruption le transfert du matériau magnétique par le chenal principal (cheminée) jusqu'au sommet exige davantage d'énergie et le magma recherche des voies plus faciles pour sortir à la surface à des niveaux plus bas. C'est ainsi que presque toute l'activité volcanique actuelle de

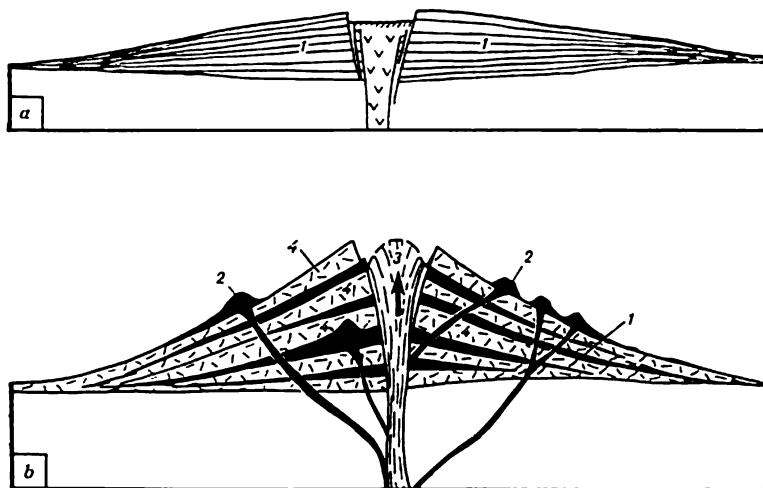


Fig. 83. Coupe d'un volcan en bouclier (a) et d'un strato-volcan (b):
1 — laves; 2 — centres d'éruption parasites; 3 — dôme d'extrusion; 4 — couches de matériau pyroclastique.

l'énorme strato-volcan polygénique de l'Etna en Sicile se résout en plus de 200 cônes parasites et autres éruptions latérales. En général les cônes parasites sont très éphémères et les petits chenaux qui les alimentent, ramifications de la cheminée centrale se cicatrisent très vite après la phase d'éruption. La localisation des chenaux latéraux et des cônes adventifs est sous la dépendance du réseau de fissures radiales et quelquefois concentriques par rapport au conduit central.

La forme et la structure interne du volcan est dans une large mesure fonction de la composition chimique du magma éjecté qui détermine les rapports entre le matériau pyroclastique et lavique, la viscosité des laves épanchées, la nature de l'éruption, le rôle des phénomènes explosifs, des extrusions, etc. (fig. 83).

L'éjection du magma basique, essentiellement basaltique se réalise habituellement par épanchement de laves très fluides qu'accompagnent de très faibles projections pyroclastiques (bombes, lapilli, cendres). L'indice d'explosivité ne dépasse pas 5 à 10 % et

c'est pourquoi ces volcans sont dits *laviques*. Habituellement, ils ont de pentes très douces (5 à 10°), sont presque entièrement formés de coulées radiales se superposant de façon continue ou avec des légères discordances provoquées par l'érosion (fig. 83, a). Les volcans laviques du type central ont la forme d'énormes boucliers plats (volcans en bouclier) dont le diamètre peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, et la hauteur, quelques kilomètres. L'énorme volcan en bouclier Mauna-Loa, qui constitue avec plusieurs volcans en bouclier de moindre dimension et soudées à lui par leur soubassement de l'île d'Hawaï, a un diamètre de base de 400 km, son volume est de plusieurs centaines de mille de kilomètres cubes et il s'élève au-dessus du fond de l'océan Pacifique à une altitude de 10 km. Les volcans en bouclier sont couronnés par des cavités en cratères circulaires peu profondes, de diamètre de 1 à 5 km et aux parois très abruptes ou même verticales, un fond plat rempli de laves bouillonnantes et jaillissantes (fontaines de lave, lac de lave) ou par des laves refroidies. Avant une nouvelle phase d'activité cette lave est fondue, son niveau s'élève, et la lave déborde tranquillement du cratère dans ses parties les plus basses (en exhaussant leur surface).

Une autre catégorie de volcans laviques est celle des *éruptions fissurales* étudiées en Islande. Ils constituent des empilements de coulées de laves de très faible pendage qui se sont épanchées de deux côtés de la fissure centrale couronnée de cônes de laves et de scories souvent soudés entre eux et possédant des cavités en cratère. Les émissions de lave et de matériau pyroclastique se produisent de ces cratères ainsi que de la fissure centrale.

A mesure que l'acidité du bain de fusion augmente on voit dans les éruptions croître les projections de matériau pyroclastique ainsi que la viscosité des laves épanchées. Corrélativement, on observe des modifications dans le caractère de l'éruption, dans la forme extérieure et la structure du volcan. En général les volcans comportant des alternances de projections et de coulées en quantité comparable sont dits *volcans mixtes* ou *strato-volcans*¹⁾.

Avant l'éruption dans la partie supérieure du conduit bouché s'accumule le bain de fusion magmatique le plus différencié et le plus riche en éléments volatils. Une diminution de pression provoque dans le chenal une violente séparation des éléments volatils et une effervescence dans la partie supérieure du bain de fusion; sous la pression des vapeurs volcaniques et des gaz le tampon solide constitué de roches volcaniques plus anciennes qui bouchaient le conduit se perce et ses débris sont projetés hors du cratère très haut dans le ciel avec une grande quantité de matériaux pyroclastiques plasti-

¹⁾ Ce dernier terme est insuffisamment précis, car les volcans laviques en bouclier sont également formés de couches (strates) mais l'usage s'est perpétué chez les géologues de désigner ainsi les volcans stratifiés à laves et pyroclastes.

ques (bombes, lapilli, cendres, scories, ponces) et des nuées de vapeurs et de gaz. Les parties les plus lourdes et massives de ces débris retombent près du centre d'éruption, tandis que les fractions les plus fines et légères sont transportées plus loin. Il se forme en conséquence autour du centre d'éruption un relief de débris de forme circulaire ou cône avec une cavité en cratère, constitué de matériau pyroclastique. L'inclinaison des parois de ce cratère peut atteindre 20 à 30°.

Puis se produit l'épanchement de laves (andésito-basaltiques, d'andésites, d'andésito-dacites) qui vu leur grande viscosité forment sur les flancs du volcan des coulées plus puissantes mais courtes que les laves basiques.

Ainsi, à chaque paroxysme l'éruption est constituée d'une phase explosive, plus récente, et d'une phase effusive, plus tardive. A la fin de certains paroxysmes par le conduit principal ou les fissures des flancs du volcan on peut observer l'extrusion à la surface des laves très visqueuses ou même refroidies en surface qui sont à l'origine des masses extrusives de forme et de dimensions variées (voir plus loin).

En cas d'éruptions répétées de volcans polygéniques on observe de multiples alternances de phases explosives, effusives (et quelquefois extrusives) qui aboutissent à la mise en place du strato-volcan : énorme édifice en forme de cône avec des flancs de pente supérieurs (20 à 30°) à ceux des volcans en bouclier ; ces flancs sont formés d'alternances répétées de couches périclinales de matériau pyroclastique, dont l'épaisseur décroît rapidement vers la périphérie du volcan, et de coulées laviques qui ne recouvrent chaque fois qu'une partie du flanc (fig. 83, *b*). La structure du strato-volcan peut se compliquer de masses extrusives formées de laves qui le transpercent à différents niveaux, tantôt radiales ou en anneaux (verticales), tantôt en forme de cônes dirigés vers le centre du volcan (dykes) ou de filons-couches parallèles aux flancs du volcan (sills) ainsi que de petits cônes parasites et de cratères se disposant sur les flancs et au pied du volcan. Pour des laves les plus acides et très riches en éléments volatils (dacites, rhyolites) le rôle des épanchements laviques peut baisser et même s'annuler complètement. Dans ce cas les éruptions se réduisent à des puissantes explosions verticales ou dirigées avec projection d'énormes quantités de vapeurs, de gaz et de matériau pyroclastique. Pour des éruptions explosives particulièrement violentes une partie importante de l'édifice antérieur peut être emportée et détruite. Le matériau volcanique peut être constitué de ponces, de cendres, ainsi que d'avalanches ardentes de gaz et de matériau pyroclastique décrites plus haut, qui donnent des coulées et des nappes d'ignimbrites.

Fort souvent après une phase explosive on voit suivre une phase extrusive qui refoule des laves très visqueuses fréquemment solidi-

fiées en surface. Les *masses extrusives* ainsi formées peuvent acquérir, suivant la configuration du chenal ayant servi à la montée du magma, des aspects différents rappelant des aiguilles, des bulbes d'oignon, des dômes, des tranchants de hache, etc. (fig. 84). Les aiguilles (fig. 84, *a*) peuvent monter de la cheminée à des dizaines de mètres et même à quelques centaines de mètres (sur le volcan Pelée de l'île de la Martinique l'aiguille de lave a atteint en 1902 300 à 350 m); ces édifices se désagrègent rapidement car la croûte externe de la masse extrusive en refroidissant se fendille et retombe latéralement.

Les larges masses extrusives en forme de dôme (fig. 84, *b*) résistent mieux à l'action des agents de destruction et peuvent se conserver pendant des milliers et même de millions d'années. Citons en exemple les massifs extrusifs en dacites de la région de Nakhitchevan en Subcaucasie qui se sont formés au Néogène (il y a près de 10 millions d'années) et se sont conservés jusqu'à nos jours en leur état morphologique primitif de montagnes en dôme d'une altitude de plusieurs centaines de mètres et d'un diamètre de 1 km. Si la lave est moins visqueuse, les flancs des volcans en dôme peuvent passer à des coulées très courtes et épaisses.

Par leur forme extérieure, qui s'apparente à la forme conique, de nombreuses masses extrusives rappellent les strato-volcans; elles en diffèrent toutefois par l'absence de cratère central et l'inversion de structure intime: à la place d'une disposition périclinale des couches laviques et des pyroclastes qui finissent en coin vers la périphérie, on observe dans les dômes des masses extrusives vues en coupe des strates de laves visqueuses et fluidales s'ouvrant en éventail vers le haut et dont l'inclinaison augmente de la périphérie du dôme vers son axe où elle devient presque verticale. Le matériau pyroclastique manque dans la coupe du dôme mais les strates laviques alternent souvent avec des passées de laves et de brèches formées par fragmentation du matériau visqueux solidifié au contact des strates et refoulées à des vitesses différentes. Il existe également des dômes complexes (fig. 84, *c*) formés en plusieurs phases éruptives successives.

Jusqu'à là on a considéré essentiellement les éléments de la structure et de la genèse des volcans polygéniques de composition pétrographique variée. On s'occupera maintenant des principaux types de volcans monogéniques (fig. 85).

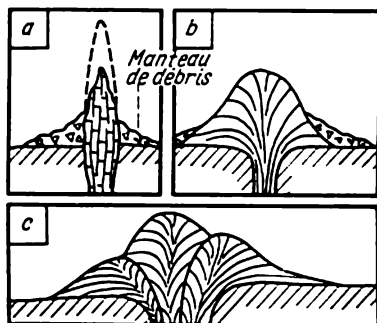


Fig. 84. Différentes masses extrusives:

a — aiguille, ou obélisque; *b* — dôme;
c — dôme complexe.

Les appareils volcaniques monogéniques du type central se présentent sous forme de volcans en dôme d'où s'échappent une ou plusieurs coulées. Si l'épanchement se produit sur une surface inclinée, par exemple, au cas d'une éruption d'un centre éruptif parasite, le bombement central peut manquer et sur le flanc du volcan polygénique du point de sortie part directement une coulée (fig. 85, a). Cependant dans les deux cas au-dessus du point de percée se dispose

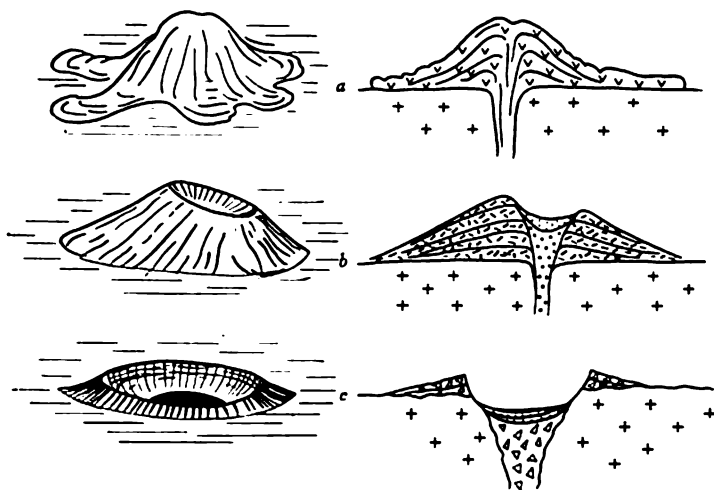


Fig. 85. Structures variées de volcan :

a — volcan monogénique; b — cône de scories; c — entonnoir explosif (maar).

un petit cône de scorie ou de scorie et de lave. Dans des éruptions fissurales, au-dessus de la fissure d'où émane le magma, il peut se former un relief lavique à pente douce que couronne toute une chaîne de cônes de scories. Les cônes de scories ou de laves et de scories sont des édifices volcaniques très répandus dans des éruptions monogéniques à laves basiques et intermédiaires (basaltiques, d'andésites et de basaltes, d'andésites, de trachybasaltes). Ils ont une forme en cônes tronqués généralement avec des cratères en entonnoirs ou chandrons au centre ou sur le flanc du cône (fig. 85, b). L'inclinaison des flancs varie de 20 à 35° et leur altitude oscille entre quelques dizaines de mètres et des centaines de mètres. La surface des cônes est relativement lisse non entaillée par de profonds barrancos car les eaux météoriques ne ruissellent pas sur les pentes mais pénètrent presque entièrement à l'intérieur du corps poreux du cône. Ces cônes sont généralement formés d'empilements à stratification peu nette faiblement soudés ou relativement meubles de bombes noires ou rouges, de lambeaux de scories, de lapilli, projetés du centre volcanique mono-

génique à l'état visqueux et plastique ou liquide, ainsi que de cendres. Le classement gravimétrique de ce matériau est très imparfait. Les couches de matériau pyroclastique se disposent parallèlement aux flancs du cône présentant un pendage relativement fort, mais près de l'anneau du cratère finit en coin et même peut s'incliner doucement vers l'intérieur du cratère. Quelquefois entre les couches pyroclastiques apparaissent des lentilles de faible épaisseur et des petits dômes de lave de même composition expulsée par la cheminée principale et les fissures dans les parois du cône. Des dizaines et des centaines de ces cônes quelquefois soudés ensemble parsèment les flancs ou les pieds de nombreux grands volcans polygéniques (Etna, Kilimandjaro, Klioutchevskaïa Sopka, etc.) ou les énormes champs d'éruptions aréolaires (plateau volcanique de Guegame en Arménie).

Au point de vue morphologique on peut rapprocher de ces cônes de scories les cônes de tufs et de ponces et de cendres formés de matériau pyroclastique plus fin et plus nettement stratifié et généralement plus acide (andésites, trachytes, dacites) auquel se mélangent quelquefois des xénolytes appartenant à des roches plus anciennes du substratum de nature volcanique et non volcanique. Les flancs de ces cônes ont des pentes plus douces et leur bouche plus large, fréquemment plus profonde et à pentes plus raides que celles des cônes de scories, ce qui est vraisemblablement la conséquence d'explosions plus puissantes lors de la formation de ces cônes.

Une des expressions extrêmes de l'activité volcanique monogénique sont des volcans uniquement à gaz; ce sont des éruptions explosives non accompagnées de phénomènes effusifs et extrusifs. Dans ces cas près du centre d'éruption on n'observe presque pas d'accumulation pyroclastique, car une explosion vigoureuse projetée au loin du chenal de transfert de produits volcaniques qui s'élargit vers la surface les débris de roches plus anciennes empêchant le passage des gaz et le matériau pyroclastique syngénétique. Il se forme ainsi une cheminée évasée, très profonde et à pentes raides, en *entonnoir d'explosion* appelé *maar* (fig. 85, c) qui est quelquefois entourée (mais pas toujours) d'une couronne relativement basse et formée essentiellement de matériaux les plus grossiers rejetés par l'explosion. Le diamètre de ces entonnoirs peut atteindre plusieurs centaines de mètres à 1 ou 2 km, et la profondeur, jusqu'à plusieurs centaines de mètres. Généralement le fond de ces cratères est couvert de débris de roches tombées dans l'entonnoir, ainsi que de fragments détachés de ses parois.

Sous l'entonnoir se trouve le chenal en forme de tube (cheminée) rempli de brèches et de débris de roches encaissantes enlevées à des niveaux différents et cimentées par du matériau tufique. Fréquemment les maars comme les entonnoirs de cônes en tufs sont occupés par des lacs de cratère. Des exemples caractéristiques de ces entonnoirs d'explosion de fraîche date (holocènes) peuvent être rencontrés

à Eifel (Allemagne fédérale) d'où nous vient le nom de maar. De nombreux entonnoirs d'explosion quoique plus anciens mais bien conservés au point de vue morphologique se trouvent dans la région de Bassotou en Tanzanie du Nord.

Les entonnoirs et les cheminées d'explosion peuvent être mis en place par des éruptions de magma de composition variée : magmas acides et fortement alcalins, basiques et même ultrabasiques au cas d'un enrichissement différent de leurs dérivés en éléments volatils dans les horizons de l'écorce terrestre se disposant près de la surface.

REMPLISSAGES DE CHEMINÉES ET MASSES SUBVOLCANIQUES

A côté des roches volcaniques installées à la surface terrestre, il se forme au cours de l'activité volcanique des masses de roches subvolcaniques dont la mise en place a lieu à des faibles profondeurs sous la surface terrestre, dans le corps même du volcan, dans son soubassement ou sous la couverture volcanique. La formation des masses subvolcaniques se produisant dans des conditions de pression et de température relativement basses des roches encaissantes comparables à celles régnant à la surface, les roches subvolcaniques diffèrent peu par la nature de leur structure des roches volcaniques ; toutefois par le mode de leur disposition elles constituent des formations intrusives ou qui leur sont apparentées. Sous l'expression de *masse subvolcanique* dans son sens le plus général on groupe, d'une part les *remplissages de cheminées* (bysmalites) qui remplissent les conduits de transfert du matériau profond des volcans et qui donc à l'origine conduisaient à des points de sortie, et d'autre part des *masses subvolcaniques* dans le sens étroit de l'expression et qui n'ont pas atteint la surface (fig. 86).

Les *remplissages de cheminées* d'après leur morphologie et leur structure intime se distinguent en plusieurs groupes. Dans des éruptions centrales le chenal de transfert a une forme en tube et, par suite, ses matériaux de remplissage acquièrent une forme en colonne dont la section est un cercle, un ovale ou un contour irrégulier, mais proche de l'isométrique, autrement dit, un *neck* (fig. 86, *a*). Le diamètre d'un neck peut varier de quelques mètres pour des petits volcans monogéniques jusqu'à des centaines de mètres et même quelques kilomètres pour des énormes volcans polygéniques. Vers le haut, à mesure que l'on s'approche du cratère, la cheminée s'élargit quelque peu.

Dans des éruptions fissurales et aréolaires les conduits constitués de fissures sont remplis à la manière de veines de corps plats à parois parallèles et se disposant obliquement ou verticalement, ce sont les dykes (fig. 86, *b* et *c*). L'épaisseur de ces dykes peut varier de quelques fractions à des centaines de mètres. Les dykes radiaux, annulaires (coniques) et d'autres configurations recoupent fréquem-

ment le corps du volcan polygénique et relie la cheminée principale aux petits centres parasites disposés sur ses flancs.

Les remplissages de cheminées peuvent être constitués de matériaux différents. Pour les volcans essentiellement laviques ce sont

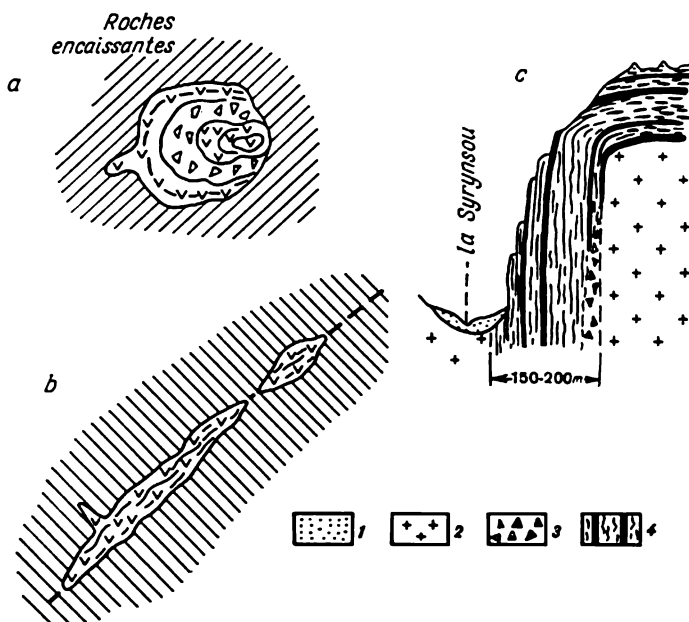


Fig. 86. Structure des cheminées et des masses subvolcaniques:

a — neck vu en plan; on a montré la disposition concentrique du matériau; b — cheminée du type dyke, en plan; c — cheminée en dyke passant vers le haut en nappes de tufs-laves, en coupe (liparites du Pliocène supérieur, Caucase du Nord); 1 — alluvions Q; 2 — granites, Pz; 3 — brèches de débris de liparites et de granites; 4 — liparites stratifiés N_2^3 .

des laves ou des laves et des brèches (des agglomérats) qui constituent soit tout le culot, soit des pastilles ou des lentilles, à parois parallèles dans les dykes, ou concentriques et emboîtées les unes dans les autres dans les necks (fig. 86, a). Fréquemment les laves ont une structure fluidale à linéaments parallèles au contact du culot et suivant l'axe d'écoulement de la fusion, autrement dit, presque verticale. Le remplissage des cheminées de volcans mixtes, ou de strato-volcans, s'effectue également avec la participation de tufs et de brèches ou seulement de tufs, quant aux volcans construits essentiellement de tufs (cônes de cendres), les cheminées sont en général remplies de matériau pyroclastique plus ou moins grossier et comprenant des débris de roches anciennes enlevées aux parois des chenaux de transfert. Les culots des cratères d'explosion (cheminée d'explosion)

sont constitués de tufs et de matériau bréchique avec des débris arrachés au soubassement. Les remplissages des éruptions ignimbriques et de tufo-laves se présentent le plus souvent sous forme de dykes et quelquefois en necks et sont constitués soit de pastilles fines de laves peu ponceuses, soit, si la pulvérisation du matériau magmatique se produit dans un foyer périphérique situé près de la surface ou dans la partie inférieure du chenal de transfert, sous forme d'ignimbrites ou de tufs ponceux.

Dans la catégorie des *masses subvolcaniques souterraines* on peut ranger les intrusions insinuées suivant des plans de stratification appelées sills ou filons-couches, les dykes n'ayant pas atteint la surface, les petits massifs ou stocks, les laccolites, etc. Ces formes de disposition seront décrites dans le chapitre suivant. Dans la plupart des cas ces masses subvolcaniques souterraines sont composées de roches magmatiques laviques, cependant, quelquefois, elles peuvent être formées de matériau pyroclastique, tufs ou brèches englobant fréquemment de nombreux débris anguleux de roches encaissantes. La genèse de ces matières est très discutée. La mise en place de ces matériaux peut, à ce qui semble, s'expliquer par des explosions souterraines dans des foyers magmatiques se localisant près de la surface, ainsi que dans des conduits de transfert, qui s'accompagnent d'une séparation partielle du magma incandescent du mélange de vapeurs, de gaz et de matériau pyroclastique. Sous la pression des gaz nombre de fissures sécantes ou concordantes s'ouvrent et se « bombent » et dans les cavités aveugles ainsi formées s'insinue un mélange de gaz et de matière pyroclastique, par la suite les gaz s'ouvrent un passage vers la surface, tandis que le matériau pyroclastique reste enseveli dans ces cavités.

LES STRUCTURES VOLCANO-TECTONIQUES

On appelle structures volcano-tectoniques les transformations tectoniques survenues dans des appareils volcaniques par suite, en particulier, de modifications de pression au sein des foyers magmatiques ou des conduits de transfert de matière, ainsi que sous l'influence d'excès de charge sur le soubassement du volcan (ou de la région volcanique) du fait d'émissions d'énormes quantités de matière magmatique à la surface. Dans la plupart des cas les structures volcano-tectoniques apparaissent soit dans les grands volcans du type central, soit dans les régions de puissantes éruptions aréolaires, et sont alors en rapport avec d'intenses éruptions qui s'accompagnent d'énormes émissions de matériau magmatique avec évitage partiel du foyer magmatique alimentant le volcan (ou un groupe de centres volcaniques).

Suivant les conceptions courantes les *foyers profonds* de magma basique qui alimentent les volcans se localisent dans les zones supé-

rieures du manteau à des profondeurs dépassant 50 km. Ces foyers profonds ont été reconnus par des études sismiques sous les volcans des îles Hawaï et de Kamtchatka (sous la Klioutchevskaïa Sopka). Toutefois au sein des conduits de transfert vers la surface de la matière profonde peuvent apparaître des élargissements constituant des *foyers intermédiaires* ou *périphériques*. Dans ces chambres le magma s'élevant de la profondeur put s'arrêter, subir des différenciations et assimiler les matériaux constitués par les roches encaissantes de l'écorce terrestre en modifiant plus ou moins sa composition originelle. Les foyers périphériques peuvent se trouver à des niveaux variés de l'écorce terrestre, jusqu'à plusieurs kilomètres au-dessous de la surface terrestre (par exemple, à 5 ou 6 km au-dessous du Vésuve). En outre, pour les volcans n'émettant que (ou principalement) des produits de composition acide il est vraisemblable qu'il existe des foyers de fusion indépendants dans la couche des granito-gneiss de l'écorce terrestre à 8 ou 15 km de profondeur.

Il est évident que si de grandes masses de matériaux magmatiques alimentant un volcan sont fournies par un réservoir de magma se trouvant à faible profondeur, sa décharge doit entraîner une baisse de pression dans ce foyer quant à l'éjection de matière magmatique à la surface, elle doit aussi augmenter la charge exercée sur les roches du toit. Il en résulte un tassement volcano-tectonique de la couverture, c'est-à-dire de l'édifice volcanique et des roches de son soubassement se trouvant au-dessus du foyer magmatique qui provoque son aplatissement avec diminution de son volume. La dépression volcano-tectonique qui se forme ainsi est appelée *caldeira d'effondrement* ou *d'engouffrement* (fig. 87), pour la différencier de la *caldeira d'explosion* qui est un relief volcanique engendré par la dispersion d'énormes masses de matière édifiant le volcan au cours d'une éruption explosive très violente. Fréquemment ces deux phénomènes jouent en même temps lors de la mise en place de caldeiras. La profondeur de ces dernières peut atteindre 1 à 2 km et même davantage, quant au diamètre des caldeiras, il atteint 15 à 30 km. Les plus grandes caldeiras existant actuellement sont la caldeira du volcan Aso sur l'île de Kyn shū (Japon) et la caldeira de Ngorongoro dans la Tanzanie du Nord.

Au point de vue morphologique les caldeiras sont des dépressions circulaires, ovales ou de dessin plus complexe en plan, entourées le plus souvent de failles annulaires ou semi-annulaires se disposant fréquemment en escalier. On observe également des caldeiras en forme de fossés alignés ou annulaires; au centre de ce dernier s'élève un môle circulaire en plan (la caldeira emboîtée du volcan Sousva au Kenya). Le fond de la caldeira peut être disloqué par des failles radiales, transversales et longitudinales en des compartiments plus ou moins basculés. Certaines caldeiras ne présentent pas de failles marginales qui n'ont joué que dans le soubassement de l'édifice

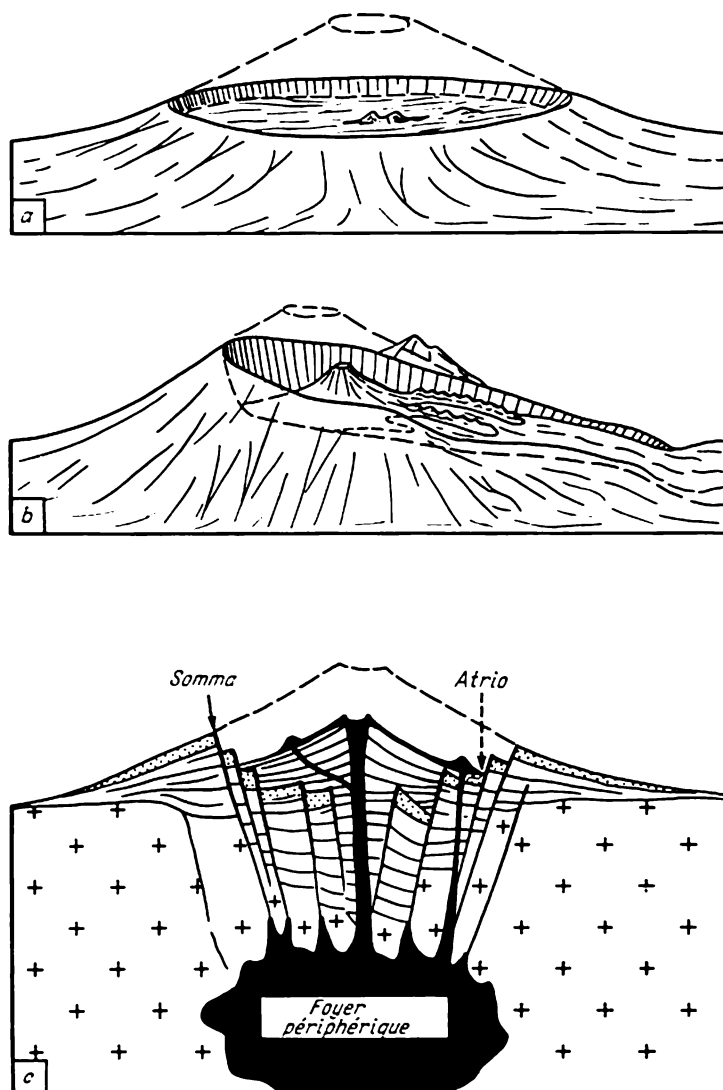


Fig. 87. Morphologie et structure interne des caldeiras

a — caldeira fermée (concentrique) de Ngorongoro (Tanzanie); diamètre 20 km, surface 300 km²; b — caldeira ouverte (excentrique) de Merou (Tanzanie); surface 40 km²; c — schéma de la coupe d'une caldeira avec un jeune cône volcanique à l'intérieur.

volcanique dont les roches sont seulement incurvées en cuvette ou affectées de flexures. Le centre de la caldeira peut coïncider soit avec le cratère du volcan, soit être déplacé quelque peu vers le flanc de ce dernier. Dans le premier cas la caldeira est une forme de relief fermée au fond de laquelle s'accumuleront des matériaux et fréquemment apparaîtra un lac (fig. 87, *a*) ; dans le second, c'est une dépression ouverte d'un côté d'où le matériau est évacué par les agents de dénudations (fig. 87, *b*). Avec le renouvellement de l'activité du volcan il se forme à l'intérieur de la caldeira un ou plusieurs nouveaux cônes volcaniques (fig. 87, *c*).

Les restes de l'ancienne enceinte détruite au cours de la formation de la caldeira et qui entourent d'un vallum annulaire ou semi-annulaire le jeune cône, portent le nom de *somma*, tandis que l'espace annulaire ou semi-annulaire qui sépare la somma du cône intérieur est un *atrio*. Le jeune volcan intérieur peut subir des effondrements entraînant l'apparition de deux caldeiras d'âges différents emboîtées l'une dans l'autre. Généralement la formation de caldeiras s'observe dans le domaine continental pour des éruptions à magma acide, plus rarement pour des éruptions à magma intermédiaire fortement alcalin. Les effondrements accompagnent ou suivent immédiatement les violentes éruptions explosives qui rejettent d'énormes quantités de produits volatils et de matériau pyroclastique, en particulier des ponces et des cendres (par exemple, au cours de la formation de la caldeira de Krakatoa et de Santorin) de même que d'ignimbrites (caldeira d'Aso au Japon).

La forme de la caldeira en plan ainsi que ses dimensions sont évidemment fonction de la forme et des dimensions du foyer périphérique se disposant à faible profondeur, quant à l'ampleur du tassement, elle reflète l'amplitude de l'effondrement du toit et le degré de l'écrasement du foyer lors de son épuisement. Si la caldeira formée a un diamètre relativement faible (quelques kilomètres) la partie supérieure de l'édifice volcanique peut s'effondrer non pas à la suite de la subsidence du toit au-dessus du foyer périphérique, mais du fait de l'affaissement des parois du cratère après l'abaissement du niveau de la colonne de magma dans la cheminée volcanique. On se trouve ainsi en présence de formations intermédiaires entre les cratères normaux et les caldeiras.

Des dépressions d'un type volcano-tectonique tout à fait différent se forment au cours des décharges des vastes foyers profonds à magma basique qui se disposent à des dizaines de kilomètres de profondeur. Dans ces cas la profondeur de l'affaissement est moindre mais le diamètre de la zone de subsidence est de beaucoup supérieur que pour les caldeiras décrites plus haut (plusieurs dizaines et des centaines de kilomètres) et dépasse fréquemment le diamètre de l'édifice volcanique engendré par l'activité du foyer profond. Or, comme l'édifice volcanique occupant la partie centrale de la vaste dépression

volcano-tectonique a une altitude de plusieurs kilomètres, un abaissement de quelques centaines de mètres et même d'un kilomètre n'apparaît presque pas dans le relief et dans la structure, c'est pourquoi des dépressions morphologiquement bien marquées ne s'observent que dans les zones périphériques de grands volcans

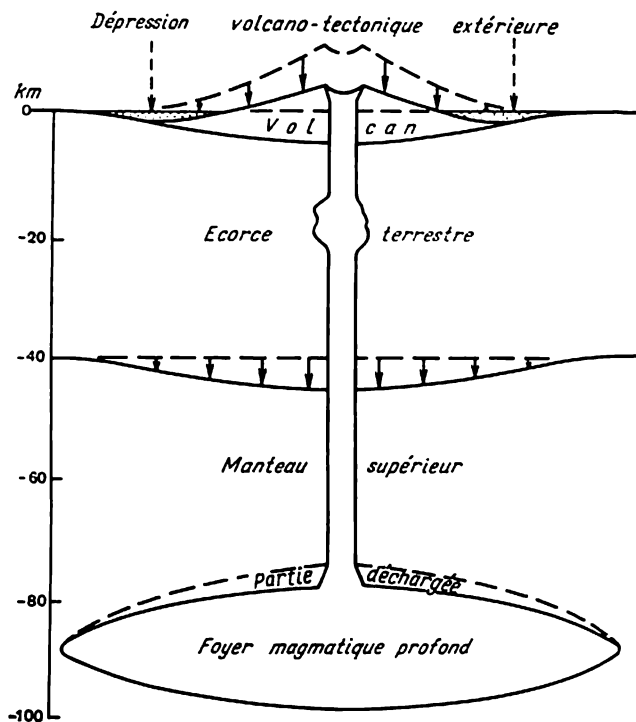


Fig. 88. Schéma structural d'une dépression volcano-tectonique engendrée par la décharge d'un foyer magmatique profond.

L'altitude du volcan et la profondeur de la subsidence ont été exagérées. Les flèches indiquent l'abaissement de la surface du volcan et de la semelle de l'écorce terrestre.

polygéniques, c'est-à-dire dans les régions marginales de vaste dépression volcano-tectonique de sorte que on a la fausse impression que l'affaissement ne concerne que la zone se trouvant au pied du volcan (fig. 88).

Ces dépressions volcano-tectoniques *périphériques* (qui peuvent être opposées aux dépressions intérieures représentées par les caldeiras) sont caractéristiques pour de nombreux grands volcans situés sur les continents (dépressions périphériques entourant les volcans du groupe de Klioutchevskaja de la Kamtchatka, l'Aragatsa en Arménie, le Kilimandjaro en Afrique, etc.), ainsi qu'au fond des océans et des

mers (zones annulaires des volcans sous-marins des îles Hawaï et de nombreuses montagnes volcaniques sous-marines, les guyots de l'océan Pacifique et de la mer Tyrrhénienne, etc.).

Beaucoup plus rares que les fosses volcano-tectoniques sont les *bombements volcano-tectoniques*. Ces bombements affectant la structure de complexe de roches volcaniques ou non volcaniques du fait de la mise en place ou de l'élargissement près de la surface d'une

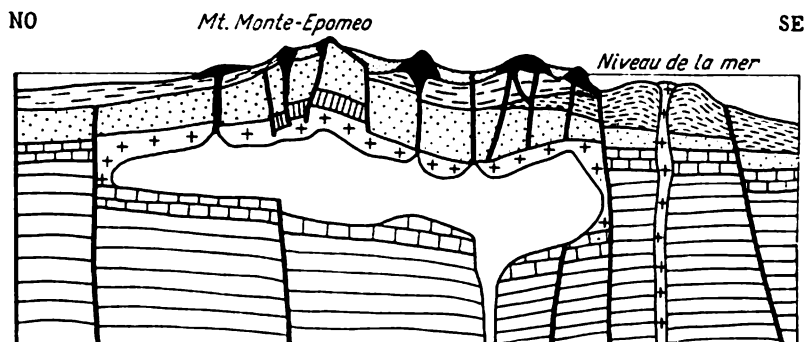


Fig. 89. Coupe à travers un bombement volcano-tectonique dans l'île d'Ischia, Italie (d'après A. Rittman).

Les hachures horizontales correspondent au soubassement sédimentaire. Au-dessus, diverses roches volcaniques récentes de composition trachybasaltique et trachytiques. En noir sont représentés les dômes, les cratères et les coulées laviques de trachytes, de phonolites et de latites. En blanc est représenté le foyer magmatique périphérique contemporain. Les croix désignent les parties endurcies du foyer magmatique.

chambre magmatique périphérique qui se remplit de matière magmatique refoulée vers le haut. Le bain de fusion magmatique utilise fréquemment les plans de stratification entre des structures obliques ou dérangées des niveaux supérieurs et le soubassement le long desquels il s'insinue en lentilles et soulève les roches des terrains sous-jacents (fig. 89). Un échappement ultérieur du magma incandescent vers la surface peut entraîner un épuisement partiel de ce foyer et un effondrement partiel ou complet du bombement volcano-tectonique; si cette décharge ne se produit pas alors une fois refroidie, cette masse se conserve et l'ancien foyer périphérique se transforme en une masse intrusive hypabyssale prenant, par exemple, la forme d'un laccolite (voir chapitre suivant).

RELATIONS ENTRE LA RÉPARTITION DES VOLCANS ET LEUR ACTIVITÉ ET LES CONDITIONS TECTONIQUES

L'activité volcanique peut s'observer dans des zones tectoniques les plus variées de l'écorce terrestre : dans des plate-formes anciennes et récentes, dans des géosynclinaux et les régions orogéniques, les

cuvettes océaniques, les rifts océaniques et continentaux. Toutefois il est possible de distinguer des traits tectoniques communs qui sont favorables ou, au contraire, défavorables à l'activité volcanique. Pour la mise en place de foyers de fusion profonds au sein du manteau supérieur ou dans l'écorce, alimentant les volcans en matière magmatique, il est nécessaire qu'une élévation locale de température se produise dans les profondeurs, c'est-à-dire qu'il se crée un haut flux thermique, ou bien qu'il se produise dans les profondeurs une baisse locale de pression hydrostatique (c'est-à-dire que des conditions de détente apparaissent dans un compartiment de la lithosphère), soit (ce qui est plus général) que les deux conditions cumulent.

L'activité volcanique est propre aux régions où l'écorce terrestre est découpée par de profondes cassures verticales ou très abruptes : ces dernières jouent le rôle de conduits de transfert pour la matière magmatique remontant des foyers profonds et déterminent l'emplacement et la configuration des centres d'éruption. Dans les phases d'éruptions ces cassures jouent le rôle de fente d'extension s'ouvrant périodiquement. Toutefois une ouverture trop forte des fentes liée à une extension importante d'un compartiment déterminé de l'écorce terrestre, est également défavorable au développement des phénomènes volcaniques. Vraisemblablement ceci est en relation avec le fait que ces régions, grâce à leur grande perméabilité, subissent d'énormes et inutiles pertes de chaleur qu'elles transmettent à la surface et, par suite, même en cas de flux thermique important, les foyers magmatiques ne sont pas engendrés dans le manteau ou l'écorce. Les mouvements différentiels importants le long des cassures abruptes sont également défavorables aux manifestations de l'activité des volcans correspondants à ces cassures, car la diminution de perméabilité qui en résulte freine le transfert des fusions magmatiques. Si des volcans correspondent à de telles cassures, ils ne concernent que des compartiments où les déplacements relatifs des blocs synchrones aux éruptions sont amortis ou ne jouent plus.

Chapitre 9

FORMES DE DISPOSITION DES ROCHES MAGMATIQUES INTRUSIVES

On a indiqué plus haut (voir ch. 1) que pour les roches magmatiques intrusives il est difficile de tracer une frontière entre les formes de disposition originelles et secondaires, car le fait même de l'intrusion du magma dans les couches supérieures de l'écorce terrestre constitue déjà le résultat des mouvements et des déformations de cette dernière. On peut cependant distinguer : la mise en place du corps constitué de roches magmatiques et les déformations ultérieures de ce corps. Le premier processus concerne la phase quand le magma se trouve à l'état liquide ou du moins à un état très fluent. Le second processus s'exprime dans la déformation du corps magmatique déjà solidifié. Dans la suite on considère de façon conventionnelle le corps de roches magmatiques constitué au cours du premier processus (c'est-à-dire par intrusion), comme une forme primitive de disposition de roches magmatiques, tandis que les résultats des déformations ultérieures de ce corps déjà solidifié sont envisagés comme des formes de disposition secondaire. Tout d'abord on étudiera les formes de disposition primitives des roches intrusives.

Toutes les formes de disposition de roches intrusives s'appellent corps intrusifs ¹⁾. Par rapport aux roches encaissantes sédimentaires ou métamorphiques, les roches intrusives sont en contact soit *concordant*, soit *discordant* (*transversal*). Dans le premier cas la surface limitant la masse des roches intrusives est parallèle aux couches encaissantes ; dans le second, la masse intrusive recoupe les couches des roches encaissantes.

On rencontre des formes de disposition possédant des caractéristiques intermédiaires : partiellement en contact concordant et partiellement en contact discordant. C'est ainsi que le contact supérieur de la masse intrusive (son toit) peut être concordant, tandis qu'en des points plus profonds, elle recoupe les roches encaissantes.

¹⁾ On utilise aussi le terme « pluton » (roches plutoniennes). Quant au terme « intrusion », quoiqu'il est souvent employé dans le sens de masse intrusive, il est préférable de l'utiliser pour désigner le processus de pénétration des roches magmatiques.

Parmi les masses intrusives en contact concordant citons: les *filons-couches*, ou *sills*, les *laccolites*, les *laccolites composés*, les *phacolites*.

Dans le groupe de masses intrusives partiellement concordantes on classe les *injections en dôme d'intumescence* et les *plis diapirs d'origine magmatique*.

Dans la catégorie de masses intrusives discordantes, ou transversales, on range les *remplissages des fissures* par du magma (y compris les *dykes*), les *batholites* et les *massifs*, ou *stocks*.

MASSES INTRUSIVES CONCORDANTES

Les *filons-couches*, ou *sills*, sont des masses magmatiques plates insinuées le long des plans de stratification de roches sédimentaires ou métamorphiques. Ces masses intrusives se forment à des faibles



Fig. 90. Les filons-couches des diabases (en noir) insinués dans les sédiments du Primaire inférieur aux environs de Prague (Tchécoslovaquie).

profondeurs et appartiennent, par conséquent, à la classe des intrusions hypabyssales. Au cours de la formation des filons-couches le magma s'est insinué entre les couches, les a écartées, puis s'est étalé entre ces couches.

C'est étonnant sur quel espace énorme peuvent s'étaler les filons-couches tout en conservant une épaisseur uniforme sur presque toute leur étendue. C'est ainsi qu'au Nord de l'Angleterre les filons-couches d'une épaisseur de 6 à 70 m (24 m en moyenne) s'étalent sur près de 3800 km². En Afrique du Sud on a signalé des filons-couches de dolérites s'étalant sur 13 000 km². D'énormes masses intrusives du type filons-couches constituent également les trapps de Sibérie.

Ce large étalement du magma au-dessous de la surface du sol est rendu possible grâce à l'action de décoincage exercée par les vapeurs et les gaz accompagnant le magma. Ils pénètrent sous une forte pression le long des plans de stratification des couches en les écartant et permettant ainsi au magma de s'étaler le long de cette surface.

L'épaisseur des filons-couches varie entre plusieurs centimètres et 500 m.

Le long d'une même coupe géologique on peut observer un grand nombre de filons-couches (fig. 90) alternant avec des roches sédimentaires (filons-couches composés).

Il est évident qu'il doit exister quelque part un canal d'amenée reliant les filons-couches aux foyers profonds de magma. Or, fort souvent, ces conduits de transfert du magma ne sont pas observables dans les affleurements; souvent ils se disposent en dehors de la coupe étudiée.

Le magma constituant les filons-couches est en général de composition basique. Ces intrusions sont le plus souvent constituées de



Fig. 91. Le lopolite de Bushveld (Afrique du Sud). La longueur de la coupe est de 480 km environ (d'après A. Du Toit):

1 — système de Transvaal de roches métamorphiques aux filons-couches de diabases; 2 — norite; 3 — granite rouge; 4 — roches métamorphiques de la série de Roodberg; 5 — centre volcanique de Pilausberg; 6 — neck volcanique de Spitskop; 7 — cheminée de kimberlite.

basaltes, de dolérites, de diabases, de gabbros et de norites. Toutefois on rencontre également des filons-couches de composition neutre ou acide propres aux roches granitoïdes.

Une variante de filons-couches est constituée par des masses intrusives intraformationnelles dont la mise en place se fait non



Fig. 92. Les laccolites des monts La-Salle, Etats-Unis (d'après Eardley):
a — laccolite simple; b — système de laccolites composés; en noir les roches intrusives.

pas le long des plans de stratification séparant des couches concordantes mais le long des plans de discordance angulaire de deux séries sédimentaires. Ces masses intrusives portent le nom de *harpolites*.

Une autre variante de filons-couches, les *lopolites* sont d'énormes nappes d'intrusion s'étalant sur des milliers de kilomètres carrés et dont la mise en place se réalise entre des couches sédimentaires faiblement déprimées. La forme que prennent ces masses intrusives avec leurs roches encaissantes rappelle une soucoupe, ou cuvette plate (fig. 91). L'épaisseur des lopolites peut atteindre des centaines de mètres.

Les *laccolites* se présentent en masses lenticulaires injectées entre les couches et qui ont soulevé les terrains susjaccents en formant à leur surface un dôme d'intumescence (fig. 92, a). En plan la forme du laccolite est circulaire, elliptique ou irrégulière. Le diamètre des laccolites se mesure par des kilomètres, voire des dizaines de kilomètres.

Comme dans le cas de filons-couches, on rencontre également des laccolites composées formant quand on les regarde en coupe un groupe d'intrusions lenticulaires superposées (fig. 92, b). Il existe de même des laccolites intraformationnels mis en place entre des couches séparées par des plans de discordance angulaire.

En général, le magma des laccolites se caractérise par une composition chimique neutre et alcaline. Parmi les roches les plus courantes,

on rencontre les syénites, les syénites nephéliniques, les shonkinites, les monozites, etc., mais on trouve également des dacites, des diorites, des gabbros, des diabases et très rarement des granites. La nature hypabyssale des intrusions en laccolites conditionne la structure porphyrique de leurs roches.

Ce n'est que dans des cas isolés qu'on a pu observer des conduits de transfert des laccolites ayant la forme de cheminées ou de dykes. Mais tous les laccolites doivent être reliés à des foyers magmatiques profonds.

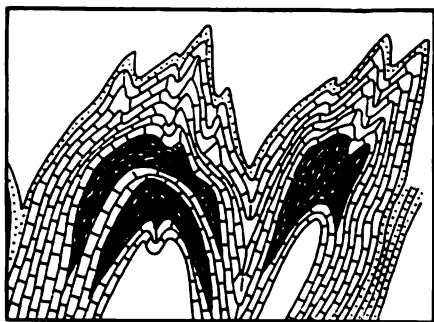


Fig. 93. Phacolites (en noir) des roches primaires. Etat de New-York, Etats-Unis (d'après A. Baddington).

Les *phacolites* sont des masses intrusives mineures, de forme lenticulaire, ayant été recourbées vers le haut ou vers le bas avec les roches encaissantes ployées en plis. Les phacolites recourbés vers le haut se disposent dans les clefs de voûte des anticlinaux, tandis que ceux qui sont recourbés vers le bas, ils se rencontrent dans les clefs de gouttière des synclinaux (fig. 93).

Les masses de phacolites ne sont primitives que si le magma a été mis en place après le plissement des couches. Sinon ces structures peuvent être considérées comme des produits de déformations secondaires des filons-couches qui ont été plissés avec les roches encaissantes tout en subissant des étirements et des fractionnements en lentilles.

La composition chimique du magma des phacolites est essentiellement basique, toutefois parmi les roches précambriennes on signale des masses intrusives granitiques.

MASSSES INTRUSIVES PARTIELLEMENT CONCORDANTES

Les *injections en dôme d'intumescence* et les *plis diapirs d'origine magmatique* se différencient essentiellement par leur dimension et leur composition.

L'injection en dôme d'intumescence peut avoir un diamètre de plusieurs, voire de dizaines de kilomètres. En surface on ne voit que son toit gonflé en dôme que recouvrent des roches encaissantes soulevées et plissées en concordance. Dans les parties plus profondes, là où se trouvent ses racines, l'intrusion en dôme peut être sécante par rapport aux terrains encaissants. Habituellement, les roches composant ces dômes sont des granites qui en s'écoulant acquièrent souvent une texture gneissique (voir sur ce sujet plus loin). Ces injections en dôme se rencontrent le plus souvent dans des assises antécambriennes.

Le diapir d'origine magmatique est une petite masse intrusive en forme de goutte renversée qui se trouve en concordance avec les roches encaissantes dans la région du toit et les recoupe en profondeur.

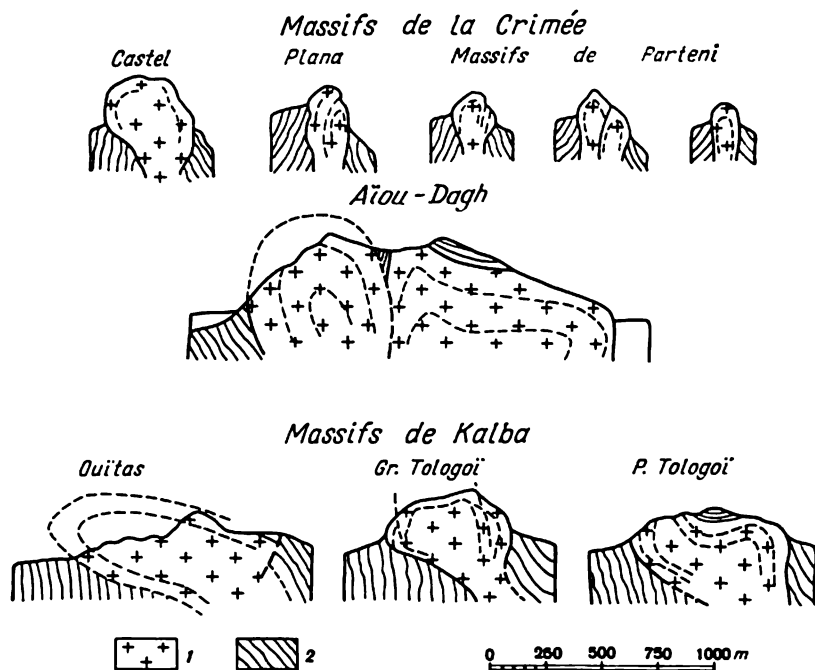


Fig. 94. Les diapirs magmatiques de Crimée et de Kalba (d'après V. Pavlinov):

1 — roches intrusives; 2 — roches encaissantes. Sur les monts Aïou-Dagh, Petit Tologoi et Ouitas les roches de couverture se sont partiellement conservées et on voit la disposition concordante de ces terrains par rapport aux masses supérieures de l'intrusion.

Un affleurement de la partie supérieure de ce diapir peut être pris pour un laccolite, car les terrains de couverture y sont soulevés à la manière d'un laccolite (fig. 94). On continue à ce qui paraît à confondre ces masses intrusives avec des laccolites. La composition chimique des roches dans les diapirs magmatiques est comme dans le cas des laccolites neutre et alcaline.

MASSES INTRUSIVES TRANSVERSALES

Les remplissages de fissures constituent un groupe de masses intrusives insinuées dans les vides de fissuration de l'écorce terrestre. Les fissures se forment habituellement lors des mouvements d'extension de l'écorce terrestre. Si elles sont béantes, ces vides peuvent se remplir de magma. Mais il faut toutefois noter que le magma est capable d'élargir les fissures dans lesquelles il s'insinue par le mécanisme déjà utilisé pour la mise en place des filons-couches, c'est-à-dire par l'office des vapeurs et des gaz, dégagés par le magma ou les parois des roches encaissantes échauffées, en écartant et élargissant les fentes. Dans ce cas les terrains attenants aux fissures sont comprimés et resserrés.

Selon la forme des remplissages de fissures et la disposition réciproque des masses intrusives ces dernières sont classées en une série de sous-groupes.

Les remplissages de fissures de forme plate et de largeur relativement faible par rapport à la longueur, se disposant verticalement ou obliquement sont des *dykes*. La largeur des dykes les plus fins peut atteindre plusieurs centimètres. Le plus large des dykes connus est le Grand dyke de Rhodésie du Sud dont la largeur varie de 3 à 13 km pour une longueur de 540 km. Deux dykes à diabases dans les Appalaches s'étendent sur 61 et 72 km. Un dyke dans l'Inde s'allonge sur 64 km. L'épaisseur de ces dykes est de plusieurs dizaines de mètres.

Les dykes constituent souvent des groupes, des systèmes ou des faisceaux. C'est ainsi qu'autour des centres d'activité volcanique ou des massifs magmatiques, qui en s'injectant ont soulevé et étiré les roches surincombantes, on observe des systèmes de dykes radiaux. En d'autres circonstances les dykes se combinent en des faisceaux parallèles. Ces derniers sont par exemple observés sur des flexures dont l'étiement engendre une série de fissures parallèles (fig. 95).

Un système de fissures filoniennes remarquable est constitué par des dykes en forme de cônes emboîtés les uns dans les autres et tournant leurs pointes tantôt vers le haut, tantôt vers le bas. Les dykes en cônes avec leurs pointes dirigées vers le bas sont des cônes-sheets, tandis que ceux dont la pointe est dirigée vers le haut sont dits ring-dykes (fig. 96). Les cônes-sheets et les ring-dykes sont mis en place par refroidissement et rétrécissement du réservoir magmati-

que se trouvant à une certaine profondeur. Les couches recouvrant le massif s'affaissent et forment deux systèmes de fissures de cisaillement en cônes coaxiaux: l'un divergeant vers le bas et l'autre vers le haut. C'est à ces fissures de cisaillement que correspondent les dykes décrits.

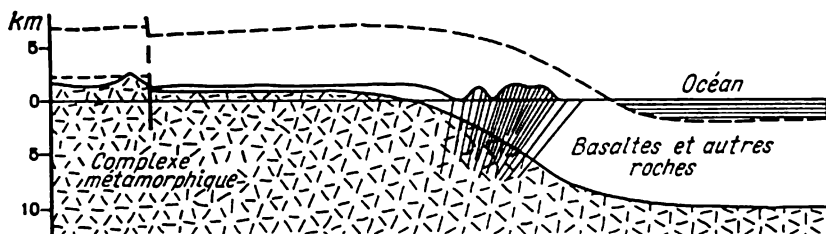


Fig. 95. Système de dykes accidentant une flexure. Côte orientale du Groenland (d'après Wager). Le faisceau de lignes fines désigne les dykes.

Il existe des régions où la densité des dykes est très élevée. Dans ces cas la sommation de leur épaisseur totale permet d'évaluer les dimensions de l'extension de l'écorce terrestre dont l'amplitude est

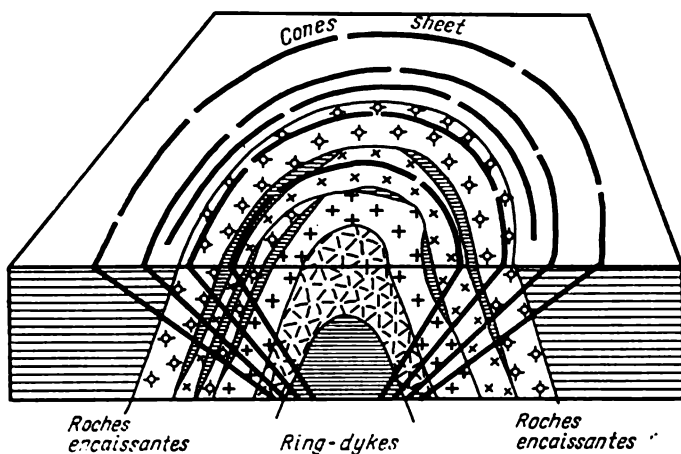


Fig. 96. Cônes sheets et ring-dykes d'Ecosse (schéma emprunté à J. Richey). Chaque roche intrusive est marquée par des signes différents.

énorme si on suppose que les dykes remplissent les vides préexistants. C'est ainsi qu'en Islande orientale on a signalé sur une distance de 37 km 450 dykes dont l'épaisseur totale est de 2,3 km. Suivant une autre direction on a enregistré sur 53 km 1000 dykes d'une épaisseur

totale d'environ 3 km. Toutefois ces calculs ne tiennent pas compte du resserrement des roches encaissantes qui peut être important.

Les remplissages de fissures de forme irrégulière avec des replis des ramifications et dont l'épaisseur varie brusquement sont appelés *filons magmatiques*.

Les remplissages de fissures peuvent apparaître indépendamment de toute relation avec des massifs magmatiques importants. Ces derniers peuvent être cachés à des grandes profondeurs. Mais dans nombre de cas la liaison avec des massifs magmatiques importants (batholites, stocks, etc.) peut être établie. Dans ce cas les remplissages de fissures ne sont que des branches ou des *apophyses* de grandes masses intrusives. Là où les conduits de transfert du magma vers les filons-couches ou les laccolites et les harpolites, ou encore vers les cheminées volcaniques, sont discernables, ils ont l'aspect de remplissages de fissures.

Les remplissages de fissures sont constitués de roches de composition chimique variée, de types ultra-basiques aux types acides, avec prédominance toutefois de roches basiques. On rencontre aussi des remplissages de fissures complexes constitués de bandes de roches différentes mises en place successivement à mesure que la fissure s'élargissait.

Par ses variantes transitoires les remplissages de fissures s'associent aux filons hydrothermaux. Ces derniers comme les remplissages de fissures sont mis en place dans des cassures béantes de l'écorce terrestre mais sont constitués au lieu du magma solidifié par des dépôts cristallins et des produits de sublimation des solutions chaudes de vapeurs d'eau et de gaz. Dans cette catégorie peuvent être rangés les filons de pegmatites, d'aprites, de quartz, de calcites, etc. Par leur structure ils rappellent les remplissages de fissures.

Les *massifs*, ou *stocks*, constituent un groupe de masses intrusives de dimensions variées (jusqu'à plusieurs dizaines de kilomètres de diamètre) aux formes irrégulières qui rappellent grossièrement le cylindre. Ces masses intrusives se mettent en place aux points de croisement de plusieurs fissures tectoniques ou aux points de leur ramification ou élargissement. Quelquefois en coupe horizontale on observe une disposition concentrique de différentes variantes de roches magmatiques. Comme exemple on peut citer les intrusions alcalines des monts Khibiny sur la péninsule de Kola (fig. 97).

D'après les caractères principaux de la géométrie des massifs on peut distinguer plusieurs variantes. C'est ainsi qu'un *bysmalite* est une masse intrusive dont la partie du toit est forcée vers le haut en forme de cône ou de cylindre ; un *ethmolite* est un corps qui finit vers le bas en entonnoir ; un *sphénolite* a une forme en coin ; un *akmolite*, la forme d'une lame aiguisée, etc. Tous ces dénominations sont quelque peu arbitraires car la géométrie des massifs (stocks) est parfois si complexe qu'il faudrait trouver des noms différents pour

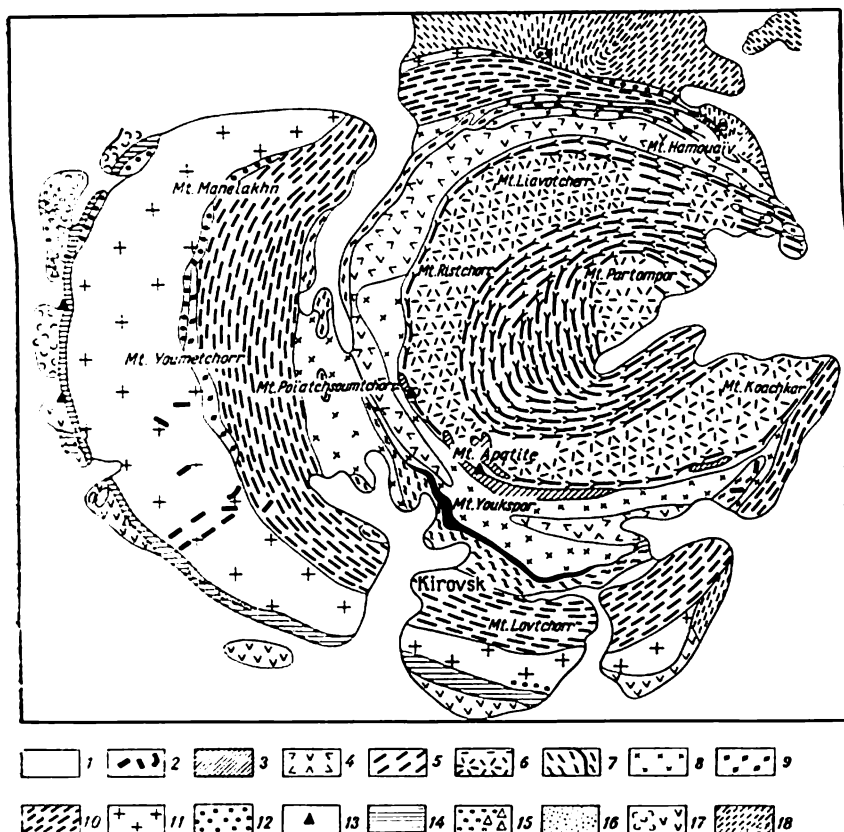


Fig. 97. Structure du stock de la toundra de Khibiny (d'après E. Volodine):

1 — sédiments quaternaires; 2 — roches filoniennes récentes; 3 — syénites néphéliniques finement granulées; 4 — syénites néphéliniques aegyriniques moyennement granulées; 5 — foyaites granitoides; 6 — foyaites massives; 7 — ijolites-urtites; 8 — richtérites; 9 — syénites porphyres alcalins; 10 — hibinites trachytoides; 11 — hibinites massives; 12 — syénites alcalines et néphéliniques; 13 — Primalre (?), schistes et cornéennes; 14 — Protérosoïque, cornéennes; 15 — gabbro-diabases quartzeux; 16 — métagabbro-diabases; 17 — laves en boules, schistes verts et tuffites; 18 — Archéen, gneiss.

chacun de leurs éléments. C'est pourquoi le nom collectif de massif, ou de stock, apparaît comme le plus commode.

Les déformations que l'on observe dans les roches avoisinantes des stocks montrent que ces derniers s'étaient mis en place par actions mécaniques.

Les stocks sont constitués de roches de composition chimique variée en commençant par les granites jusqu'aux roches ultrabasiques y compris les variantes alcalines.

Tous les corps intrusifs mentionnés plus haut sont mis en place par des montées des profondeurs du magma liquide. La force ascen-

dante agissant dans ce cas est essentiellement fournie par la différence de densités entre le magma et les roches encaissantes. Le magma surnage au milieu de ces terrains, expulsé par la charge des roches qui recouvrent son foyer en profondeur. En même temps, à côté du magma soulevé, les roches qui l'expulsent par leur charge s'affaissent. Il est évident que cette montée du magma est facilitée par la présence dans l'écorce terrestre de ruptures que le magma utilise comme conduits de son transfert vers le haut. La montée du magma est également facilitée par les gaz dissous qui diminuent sa densité et créent une pression dynamique dans la colonne liquide (« gaz-lift »).

Un facteur important de la mobilité du magma est sa fluidité sans laquelle la force ascendante n'aurait pas pu faire monter rapidement le magma profond le long des conduits étroits.

Au cours de la montée le magma se refroidit, cristallise progressivement et acquiert une densité plus grande. Ce processus provoque en fin de compte l'arrêt de la montée du magma. Mais s'il ne peut s'élever le magma est toujours capable de s'insérer entre les couches et de s'injecter par les fissures dans les roches avoisinantes.

Il y a un autre moyen pour le magma de monter, c'est par fusion des roches susjacentes. Si la température du magma est supérieure à la température de fusion des roches enveloppant la chambre magmatique, le toit de cette dernière fondra. En même temps une partie de la fusion cristallise et les cristaux tombent au fond de la chambre. Si ce phénomène se poursuit, la chambre monte vers le haut et entraîne dans la fusion des roches se trouvant sur son chemin d'ascension, quant aux roches dépassées elles cristallisent et se déposent. Mais peu à peu le volume du foyer magmatique diminue et le processus s'arrête à un certain niveau au-dessous de la surface.

Ces deux mécanismes sont certainement les plus importants. Souvent les auteurs font appel à la « pression tectonique » qui serait un facteur de refoulement du magma. Les déformations affectant les roches avoisinantes peuvent entraîner dans le mouvement le magma liquide qui s'y trouve inclus. Mais ce mécanisme n'a qu'un rôle local et en général est peu fréquent. La majorité des masses intrusives décrites plus haut s'insèrent dans des conditions tranquilles au point de vue tectonique, quand les roches encaissantes ne sont pas affectées par des déformations. D'autre part, la géométrie de nombreux corps intrusifs et, en premier lieu, la forme rappelant une goutte renversée ne peut être comprise que si ces masses intrusives étaient mises en place par la montée du matériau mobile plus léger. Dans son ensemble ce mécanisme de mise en place peut être comparé au processus de formation du pli diapir, mais il se réalise dans un matériau encore plus fluide que celui qui a conduit à la formation du dôme de sel diapirique. Un caractère spécifique du matériau magmatique est également l'interaction chimique avec les roches encaissantes.

Les *batholites* sont des très grands massifs. Ils sont formés de granites et de granodiorites. On n'en voit que la partie supérieure qui se présente en crête, en dôme ou en cône. Souvent la forme en dôme est accidentée de bosses et de creux de moindres dimensions. En plan les batholites acquièrent souvent la forme d'un ovale allongé, mais on a signalé des batholites s'étendant sur des milliers de kilomètres et dont la largeur était de une à deux centaines de kilomètres. Le batholite de granodiorites dans les Montagnes Rocheuses s'étend sur près de 1700 km pour une largeur de 80 à 100 km des frontières méridionales de la Colombie Britannique jusqu'au territoire de Yukon. En Amérique du Sud dans les Andes le batholite de granites s'étire sur 6000 km de la Terre de Feu jusqu'au Nord du Pérou. Sa largeur maximale est d'environ 100 km. Cependant la plupart des batholites sont de moindres dimensions: leur longueur se mesure en centaines et en dizaines de kilomètres, tandis que leur largeur n'atteint que des dizaines et même plusieurs kilomètres.

Quoique l'allongement du batholite soit en gros parallèle à la direction de séries encaissantes son contact avec ces dernières est en général sécant. Il est intéressant de noter qu'à la différence des injections en dômes d'intumescence les batholites n'exercent pas d'actions mécaniques sur les roches encaissantes et ceci malgré leur énorme masse. Ils ne soulèvent pas les roches dans lesquelles ils s'insèrent, ils les assimilent plutôt et les remplacent. C'est la conséquence du mode de mise en place des batholites. Selon les conceptions modernes les batholites sont le produit de la « granitisation » sur place de différentes roches de l'écorce terrestre. Au cas d'échauffement des roches sédimentaires les plus banales (roches argileuses ou gréso-argileuses) et leur imbibation par des solutions siliceuses et alcalines, si la température convenable est atteinte (environ 700° en présence d'eau) il y a fusion partielle des roches avec constitution d'un bain de composition granitique ou granodioritique. A mesure que l'« onde de granitisation » englobe progressivement une certaine masse rocheuse, la partie fondue cristallise en granite ou granodiorite, quant aux éléments étrangers à ces roches et constituant la masse rocheuse originelle, ils sont également graduellement refoulés à la périphérie du massif où ils forment une auréole caractéristique de composition plus basique que le massif lui-même.

Les différentes phases de la granitisation peuvent, dans une certaine mesure, être reconstituées d'après les masses intrusives ou les magmatites disséminées en bordure des batholites. On en reparlera plus loin.

On n'a pas encore identifié la forme des batholites en profondeur. Il n'y a pas encore longtemps, en s'appuyant sur le fait que les flancs du batholite divergeaient vers le bas, on concluait que le batholite constituait des injections abyssales en forme de dôme s'élargissant vers le bas et traversant toute l'écorce terrestre. Actuellement

il paraît plus vraisemblable que les batholites ne se manifestent pas au-dessous des profondeurs de 15 à 20 km. Dans nombre de cas leur « fond » se trouve à pas plus de 10 km. Par conséquent, le batholite a la forme d'une lentille plus étirée dans le sens horizontal que vertical. Il se peut que sa marge inférieure ne soit pas si nette que son contour supérieur et qu'en profondeur le batholite passe progressivement à des roches encaissantes en détachant des petites apophyses.

Le fait que le batholite au lieu d'expulser la roche encaissante la remplace aide à retrouver le prolongement des couches recoupées par le batholite d'un côté sur son autre côté. Quelquefois dans des grands xénolites conservés à l'intérieur du batholite on peut aussi reconnaître certains horizons des roches encaissantes. Mais le plus souvent la disposition des roches dans les xénolites montre que ces derniers furent déplacés et retournés au cours de la mise en place du batholite.

STRUCTURE INTERNE DES MASSES INTRUSIVES

La structure intime des masses intrusives présente un grand intérêt, car son étude permet de déterminer la nature des mouvements du magma au cours de sa mise en place.

Les caractères essentiels de la structure intime des masses intrusives sont d'abord l'hétérogénéité de la composition des masses intrusives, en second lieu, le « réglage de la texture » ou l'orientation préférentielle des cristaux ou de groupes de cristaux et, en troisième lieu, l'existence d'un système de fissures ou de joints. Certaines masses intrusives se caractérisent toutefois par une composition très homogène. Ceci concerne, par exemple, les batholites granitiques, quoique certaines variations (généralement dans le sens d'accroissement d'éléments basiques dans la composition chimique) soient notées à la périphérie où la roche magmatique est en contact avec les terrains encaissants et entre avec eux en interactions chimiques. Mais la majorité des masses intrusives est de composition hétérogène, variant de place en place. Quelquefois il est possible de montrer que cette hétérogénéité est la conséquence de l'injection dans la même chambre de magma de composition différente. Mais en d'autres circonstances l'hétérogénéité est fonction de l'évolution d'un foyer magmatique unique.

L'hétérogénéité de la composition des masses intrusives s'exprime le plus souvent par le feuilletage des masses : les roches de composition différente forment au sein de la roche des feuillets séparés dont les limites sont soit nettes, soit graduelles.

On a souvent noté des cas de concentration de roches de composition plus alcaline à la base de la masse intrusive et de roches de composition plus acide dans sa partie supérieure. C'est ainsi que dans le Grand dyke de Rhodésie on a pu observer la distribution du maté-

riau en feuillets épais et presque horizontaux, ceux du haut étant constitués de basaltes et de norites, tandis qu'en profondeur apparaissent des feuillets de péridotites (fig. 98). Le même feuilletage est signalé dans les filons-couches et les lopolites.

La cause principale du feuilletage est la différenciation gravifique du magma au cours de sa cristallisation. Les minéraux fémi-ques de composition basique cristallisent les premiers et tombent peu

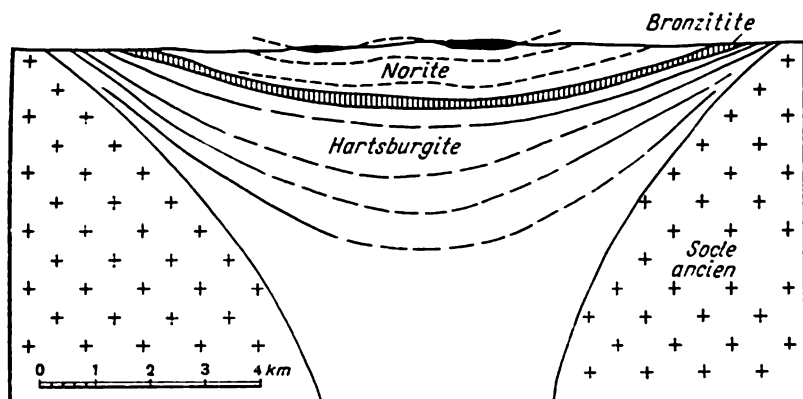


Fig. 98. Structure du Grand dyke de Rhodésie (d'après Lightfoot).

à peu au fond de la chambre magmatique. Quant aux minéraux saliques de composition acide ils cristallisent plus tard et leurs accumulations remplissent la partie supérieure de la chambre.

Or ce schéma ne permet d'expliquer l'hétérogénéité de la composition de la masse intrusive que de façon très générale. En réalité la distribution des roches de composition différente au sein de la masse intrusive est beaucoup plus complexe et exige des explications plus élaborées. C'est ainsi qu'on rencontre souvent dans les masses intrusives des foliations alternées et, tout particulièrement, dans les masses basiques et alcalines. Ces foliations, s'expriment au sein de la masse intrusive par des séquences répétées de roches de composition différente se groupant en lits ou feuillets d'épaisseur variant de plusieurs centimètres jusqu'à des dizaines de mètres. Ces feuillets peuvent être horizontaux mais également obliques et verticaux. Dans les masses intrusives basiques le feuilletage peut consister en une alternance de feuillets composés presque exclusivement d'olivine et de feuillets contenant des pyroxènes et des feldspaths. L'alternance des feuillets peut être irrégulière mais elle peut aussi présenter des rythmes réguliers. Il est étonnant que des feuillets de quelques dizaines de centimètres peuvent être parfois suivis sur plusieurs kilomètres. Ces feuillets ne se recoupent jamais et leur épaisseur se conserve latéralement sur des grandes distances.

On n'a pas encore trouvé d'explication suffisante à tous les cas de foliation répétée de masses intrusives. Il se peut qu'un rôle important est joué par le mouvement du magma s'accomplissant simultanément à la cristallisation. Chaque feuillet constituait une coulée séparée de magma qui se déplaçait à des vitesses différentes de celles des coulées voisines. A l'intérieur de chaque coulée s'effectuait une cristallisation différentielle séparée obéissant non seulement à la force de pesanteur, mais également aux actions diffusives et aux courants de convection engendrés par des mouvements irréguliers du matériau du feuillet et des variations dans le refroidissement et la solidification. Cette question est étudiée dans le détail dans le cours de pétrologie structurale.

La structure intime des masses intrusives se caractérise par un *réglage de la texture*. Ce dernier s'exprime par une orientation préférentielle des cristaux plats et allongés. Cette orientation préférentielle ne devait apparaître que si le mouvement du magma s'effectuait simultanément à la cristallisation. Si le magma liquide se serait arrêté avant la cristallisation on n'aurait pas observé de réglage de la texture. Si au contraire le mouvement s'était prolongé après l'achèvement complet de la cristallisation du magma on aurait alors affaire à une texture intime secondaire qui serait la conséquence de déformations tectoniques suivantes.

L'orientation des minéraux plats et allongés est en relation avec l'écoulement par filets du magma liquide contenant en suspension des cristaux isolés. L'écoulement par filets s'effectue lorsqu'au cours du mouvement du liquide ce dernier se divise en de multiples filets ou couches qui se déplacent à des vitesses différentes. C'est pourquoi, chaque inclusion solide se trouvant à la limite de deux filets est entraînée dans un mouvement de rotation. Si l'inclusion est de forme plate ou allongée l'équilibre ne s'établit que quand l'axe oblong de l'inclusion ou sa large face se dispose parallèlement à la frontière séparant les filets.

On distingue parmi les réglages de la texture une *texture linéaire*, une *texture plane*, une *texture linéo-plane* et une *texture radio-plane*. Elles sont fonction des variations dans la structure de l'écoulement.

Soit un courant divisé en filets plus ou moins épais. Dans ce cas on a un réglage linéaire, autrement dit les grands axes des cristaux s'allongent dans la direction des filets (fig. 99.a). Mais les faces plates des cristaux se disposent par rapport à l'axe du courant de façon quelconque. Ce réglage est dit linéaire.

Si le courant est divisé en couches à vitesse de déplacement différente, c'est-à-dire que la vitesse du mouvement y varie dans le sens perpendiculaire aux couches tout en restant uniforme le long des couches, alors les grands axes des cristaux oblongs et les faces larges des cristaux plats se disposent dans le plan des couches, mais

la direction des grands axes dans ce plan est quelconque. Ce réglage est dit plan (fig. 99,b).

Si les vitesses varient dans le courant de couche en couche et transversalement à la couche on a un réglage linéo-plan pour lequel les faces larges des cristaux plats se disposent parallèlement les unes aux autres et simultanément les grands axes des cristaux allongés (fig. 99,c) prennent une position parallèle.

Il existe également un réglage plan pour une disposition radiale des grands axes des cristaux. Cette texture apparaît si le courant

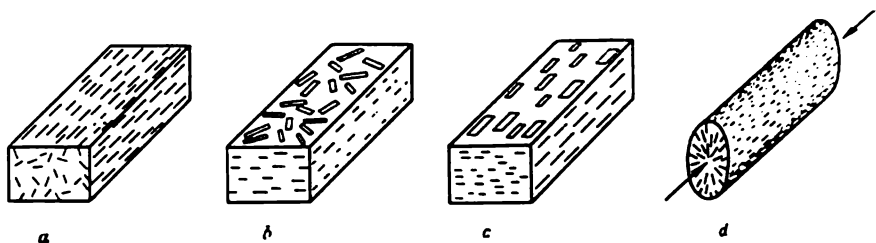


Fig. 99. Modes de réglage de la texture :

a — linéaire; b — plan; c — linéo-plan; d — radio-plan.

rencontre une paroi et s'écoule dans toutes les directions à partir de son axe. C'est le réglage dit radio-plan (fig. 99,d).

Tous les réglages de texture mentionnés plus haut sont signalés dans les masses intrusives. Parmi les plus fréquents il faut noter les textures linéo-planes et radio-planes. Les unes comme les autres se rencontrent par exemple dans les dykes. Si le mouvement du magma s'effectue librement le long d'une fissure béante, on observe un réglage linéo-plan qui est le mieux exprimé dans les parties marginales du dyke. Là, par suite des frottements du magma aux parois de la fissure il apparaît un gradient de vitesse dirigé perpendiculairement aux parois. Dans ces conditions c'est un réglage plan, parallèle aux parois qui est favorisé. Les variations de la vitesse du courant au sein des couches sont la cause qu'au réglage plan s'ajoute un réglage linéaire dirigé dans le sens du mouvement du magma le long de la fissure. Dans ce cas à l'intérieur du dyke le réglage peut ne pas se manifester, car l'action des frottements aux parois ne s'y fait pas sentir et le magma se déplace comme une masse unique (fig. 100,a).

Dans le cas où l'écoulement du magma le long de la fissure s'effectue sous pression qui est nécessaire pour vaincre la résistance au mouvement du côté où se dirige le magma, alors ce dernier après avoir heurté l'obstacle s'étale en élargissant le conduit de transfert du magma. On observe alors une texture radio-plane qui en coupe

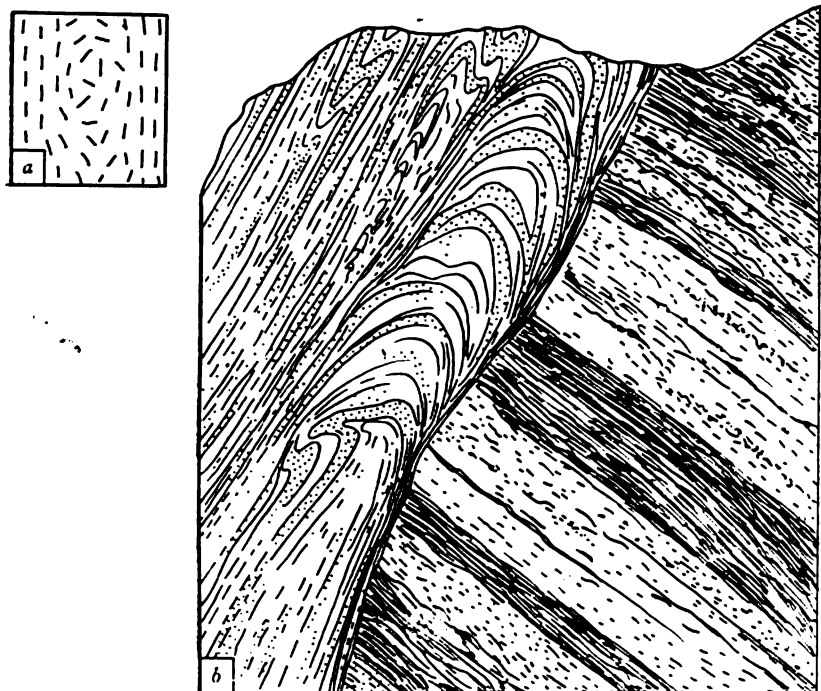


Fig. 100. Réglage des cristaux dans un dyke :

a — réglage parallèle aux parois à la périphérie du dyke et absence de réglage à l'intérieur de la masse intrusive (écoulement libre), schéma ; *b* — réglage en arc (écoulement sous pression d'un côté et avec résistance, de l'autre), relevé d'après nature (d'après A. Baddington).

transversale se caractérise par une disposition des cristaux en arc dont la convexité regarde dans le sens du mouvement (fig. 100, *b*).

Les réglages de texture sont habituels aux dômes d'intumescence, aux diapirs magmatiques et aux massifs (stocks). Le plus souvent c'est une texture radio-plane qu'on observe dans les coupes circulaires et linéo-plane dans les coupes planes. Généralement au voisinage des parois des masses intrusives le réglage plan est parallèle aux parois, tandis qu'à l'intérieur et près du toit il affecte la forme de dômes irréguliers. Dans des masses intrusives importantes on peut observer plusieurs de ces dômes se disposant côte à côte ou emboîtés l'un dans l'autre. Les textures en dômes sont l'indication de ce que le magma en s'insérant dans les roches encaissantes les écartait en surmontant la résistance qu'elles lui opposaient. Quant à la présence d'une série de dômes, c'est un signe manifeste de ce que la montée du magma s'est effectuée par parties séparées soit simultanément, soit successivement (fig. 101).

Le réglage de la texture s'accompagne souvent d'une orientation parallèle aux cristaux des xénolites oblongs ainsi que des schlirens, c'est-à-dire des ségrégations de bandes, lits ou lentilles de minéraux clairs ou foncés.

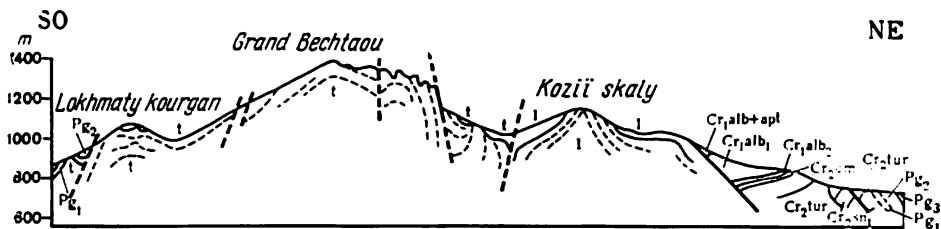


Fig. 101. Masses intrusives formées de plusieurs dômes. Coupe à travers le mont Bechtaou (d'après V. Pavlinov).

Les désignations des roches sédimentaires sont habituelles: t — trachytes; l — liparites; en pointillés le réglage des minéraux et la direction des fissures en S.

Parmi les éléments de la structure intime des masses intrusives on range également les *joints* (fissures) se formant au cours du refroidissement et de la contraction des masses intrusives. Ces joints débitent

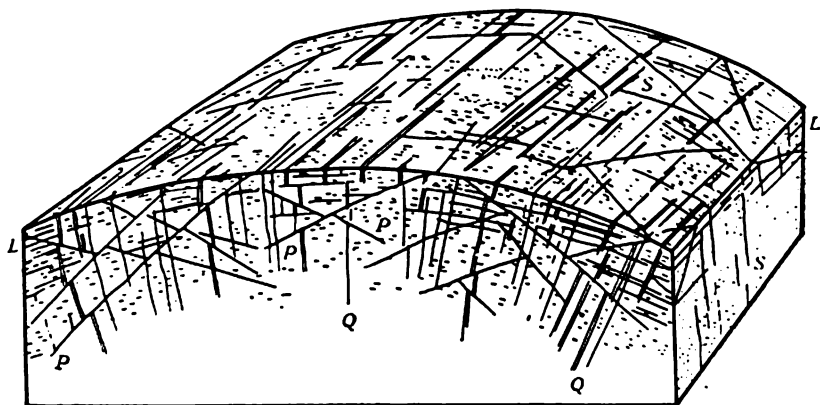


Fig. 102. Systèmes de joints dans une masse intrusive (d'après H. Cloos).

la roche intrusive en blocs. Ces derniers peuvent acquérir des formes régulières, par exemple, de parallélépipèdes mais peuvent aussi être irréguliers, en oreillers, ovoïdes, en boules, etc.

Les joints plans sont habituellement distingués selon leur disposition par rapport aux alignements préférentiels. S'ils sont perpendiculaires aux textures linéaires ce sont alors des joints trans-

versaux (joints Q)¹). Les joints parallèles en plan aux alignements de la texture linéaire et de pente très abrupte s'appellent joints longitudinaux (joints S). Les joints faiblement inclinés et parallèles à la texture linéaire (joints L) sont quelquefois nommés joints de débitage en lits. On distingue également des joints diagonaux (joints P) qui partagent l'angle formé par les joints Q et S et se disposent obliquement par rapport à la texture linéaire (fig. 102).

L'étude des éléments de la structure intime des roches magmatiques exige l'utilisation de méthodes spéciales qui sont décrites dans les cours de pétrologie structurale ou de pétrotectonique²).

DISLOCATIONS TECTONIQUES DES ROCHES MAGMATIQUES

Les formes « primitives » de disposition des roches magmatiques effusives et intrusives qu'on a décrit peuvent être modifiées par des déformations tectoniques. La structure intime de ces roches peut également être affectée.

Comme la disposition des roches effusives en nappes superposées rappelle la forme de disposition des roches sédimentaires les dislocations observées dans les nappes de roches effusives anciennes sont analogues aux dislocations des roches sédimentaires. Les couches de roches effusives s'intercalant dans des séries sédimentaires peuvent être affectées par des plis en même temps que ces dernières. Elles participent à la mise en place de différents types de plis et sont accidentées et déplacées avec les roches sédimentaires par un jeu de failles tectoniques. Les roches effusives étant en général plus rigides que les roches sédimentaires encaissantes, elles subissent fréquemment des boudinages (voir ch. 10) en se brisant en tronçons séparés par des vides plus ou moins grands et emballés dans la masse plastique des roches encaissantes. Un comportement analogue est observé dans le cas de filons-couches soumis à des contraintes tectoniques qui se plissent et subissent des boudinages.

La situation est différente pour les masses intrusives d'autres formes. Si par exemple un massif de forme irrégulière s'insère au milieu des roches sédimentaires qui se plissent sous l'action d'une compression longitudinale cette masse intrusive n'étant pas stratifiée n'est pas entraînée dans le mouvement. Elle est affectée de déformations d'un type différent plus homogène. Sous l'action d'une compression horizontale, si l'allongement s'effectue verticalement vers le haut, un corps de forme irrégulière se rétrécit dans l'ensemble suivant l'axe horizontal et s'allonge suivant l'axe vertical (fig. 103).

¹) Les notations littérales ont été introduites par H. Cloos.

²) Voir le livre cité de N. Elisséev de même que Fr. J. Turner, J. Verhoogen. *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw-Hill Book Company, INC. 1960. New York, Toronto, London; R. Bolck. *Particularités de la structure des roches éruptives*. Moscou, 1946 (en russe).

La déformation s'effectuera par réarrangement à l'intérieur de la masse des cristaux isolés ou des blocs plus volumineux suivant les surfaces de contraintes tangentielle maximales.

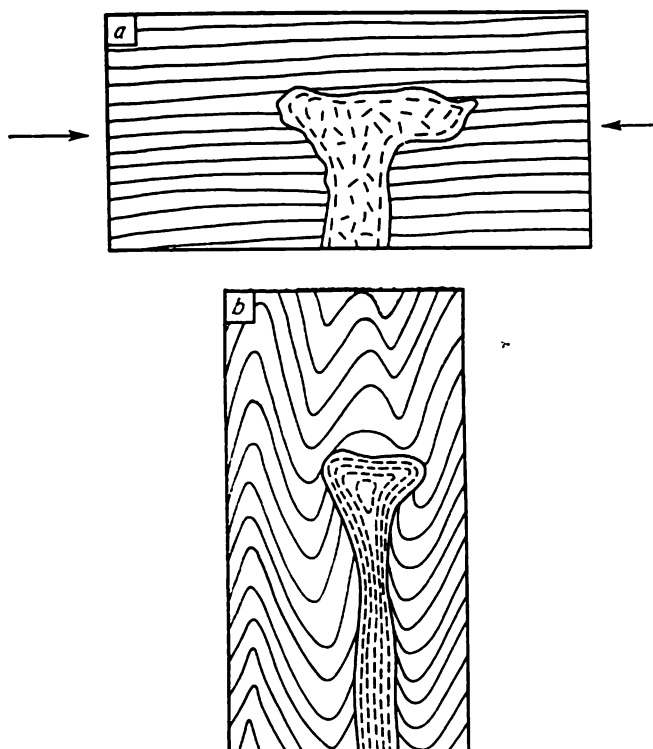


Fig. 103. Déformation d'une masse intrusive insérée dans des séries stratifiées (schéma):

a — avant la déformation; *b* — après la déformation. Sous l'effet d'une compression longitudinale horizontale les couches se plissent tandis que l'intrusion se déforme comme un corps homogène.

La nature des déformations internes dépendra des propriétés mécaniques de la roche intrusive au cours de la déformation. Si la roche est plastique dans ces conditions elle se déforme d'une manière continue sans rupture. Dans ce cas ce n'est pas seulement la forme extérieure qui est modifiée mais aussi la structure intime: sur la structure intime « primitive » se superposent les déplacements des grains provoqués par la déformation tectonique. Les « figures de courant » mises en place lors de l'insertion du magma modifient leur forme. De même il se peut que le réglage des minéraux se modifie.

Si, au contraire, la masse intrusive se conduit dans les conditions de déformation comme un corps fragile, elle sera affectée par un jeu

de failles : chevauchements, failles directes, décrochements de grande envergure et petites ruptures de l'échelle des grains isolés entraînant une cataclase locale ou générale de la roche.

La variante plastique du comportement des masses intrusives s'observe habituellement dans des conditions quand toutes les roches avoisinantes sont soumises en même temps à un fort métamorphisme régional. Des masses intrusives fortement déformées et transformées par exemple en des rubans sinueux étroits et étirés sont propres aux assises métamorphiques de la phase amphibolite du métamorphisme.

Les massifs d'intrusion gisant au milieu de roches sédimentaires non ou faiblement modifiées se comportent comme des corps fragiles : ils se brisent et subissent des cataclases. C'est justement d'après ces cataclases ainsi que des courbures des minéraux isolés qu'on peut reconnaître que le massif a été affecté de déformations tectoniques après son refroidissement. Puisque la masse intrusive et les roches stratifiées avoisinantes se déforment différemment on doit inévitablement observer un broyage le long du contact des masses intrusives et des roches encaissantes. Ce broyage peut s'exprimer par l'apparition de miroir de faille, d'intense cataclase et de mylonitisation. Quelquefois ces broyages d'importance toute locale peuvent être confondus avec des grandes ruptures régionales.

Les masses intrusives se déforment également sous la pression de nouvelles portions du magma remontant des profondeurs.

Dans la zone de contact des masses intrusives avec les roches encaissantes, on signale quelquefois des « chevauchements marginaux » (fig. 104). Ce sont des joints de tension en échelons mis en place sous l'action des forces de frottement entre la masse intrusive montante et la résistance des parois de roches encaissantes. Il est probable que dans ce cas le magma soit encore suffisamment liquide et saturé de gaz en profondeur et, par suite, continue son mouvement d'ascension entraînant avec elle la bordure refroidie qui glisse le long des roches encaissantes comme un corps rigide.

PHÉNOMÈNES SE DÉROULANT AU CONTACT DES BATHOLITES

Toutes les masses intrusives exercent des actions sur les roches avoisinantes. Cette action porte le nom générique de *métamorphisme de contact* qui groupe les actions thermiques et physico-chimiques entraînant certains changements dans la composition minérale et la structure des roches encaissantes.

Ces actions sont particulièrement intenses autour des batholites granitiques. Ces phénomènes sont très intéressants, car ils éclairent le mécanisme de mise en place de ces énormes masses intrusives.

Les batholites sont quelquefois entourés de roches constituant des mélanges de matériau sédimentaire préexistant fortement métamorphisé avec de matières cristallisées de composition aplitique,

pegmatique ou granitique. Ces mélanges de roches sont dénommés *migmatites*. On a des raisons de penser qu'ils constituent des stades de granitisation durant lesquels la fusion s'attaquait progressivement à la roche tout en y conservant encore des morceaux non refondus aux formes et dimensions variées.

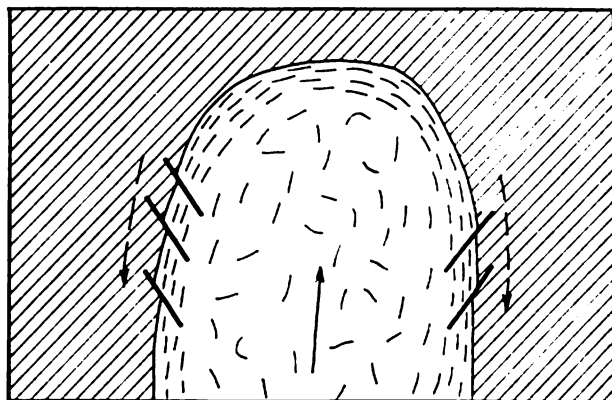


Fig. 104. Chevauchements marginaux engendrés par le mouvement de la masse intrusive au sein des roches encaissantes (schéma).

Les flèches continues indiquent le sens du mouvement de la masse intrusive; les flèches en pointillés, la résistance opposée au mouvement par les roches encaissantes.

Selon la dimension et la distribution de ces restes de roches sédimentaires préexistantes, de la quantité relative de ces débris et de la masse de matériau magmatique on distingue plusieurs variantes de *migmatites*.

Les *migmatites stratoïdes* (lit par lit) qui se forment par insinuation du magma en lits très fins entre des feuillet de la roche fortement métamorphisée d'origine sédimentaire généralement transformée en schistes cristallins.

Les *dictyonites* sont le résultat de pénétration du magma dans la roche encaissante par un système complexe de veinules entrecroisées traversant la roche en tous sens.

Les *agmatites* est le stade suivant de la refusion de la roche. Dans ce cas la roche métamorphique préexistante ne se conserve que sous forme de blocs complètement isolés, quelquefois assez gros mais aussi de petite dimension, qui nagent dans la trame magmatique.

Les *migmatites à « fumées »* (*nébulites*) ou granites d'anatexie correspondent au stade extrême de la fusion de la roche, presque entièrement transformée en granite. Les blocs de la roche préexistante sont encore visibles mais leurs contours se noient dans la « fumée ». On n'arrive à distinguer ces restes de blocs que sur une surface altérée : dans une cassure fraîche ils ne s'aperçoivent plus.

Chapitre 10

PRINCIPAUX ÉLÉMENTS DU MÉCANISME DES DISLOCATIONS TECTONIQUES

On a donné au chapitre 2 une information sommaire sur les déformations et la désagrégation des corps solides. On y a de même mentionné que la théorie des déformations, mise au point en physique du corps solide et en mécanique, ne concernait que des déformations extrêmement faibles de corps homogènes et isotropes pris dans un volume infiniment petit. Quant à la théorie de désagrégation des corps solides, elle n'étudie que le mécanisme de formation des fissures et ne révèle rien sur leur développement ultérieur.

Or les déformations tectoniques mettent toujours en œuvre de grandes masses. Elles se développent dans des volumes énormes de masses rocheuses de structure généralement hétérogène. Les ruptures tectoniques, une fois mises en place, se développent et progressent et cela souvent simultanément à la déformation plastique qui continue dans les roches voisines. Les forces tectoniques sont appliquées non pas en des points isolés de la surface de volumes de telles ou telles roches, mais en même temps à des aires importantes de ces surfaces. Un grand rôle revient évidemment dans les déformations tectoniques au volume mis en jeu par les forces gravifiques, qui est d'autant plus important que la masse entraînée dans la déformation est plus grande. Les propriétés mécaniques des roches varient non seulement en fonction des modifications de la température et de la pression hydrostatique, mais également de la nature des contraintes appliquées.

On étudie dans ce chapitre les traits principaux des déformations se développant dans des conditions mentionnées plus haut. On y détermine les différents facteurs en recherchant l'influence qu'ils exercent sur le déroulement de la déformation et la nature des formes structurales ainsi engendrées. Le contenu de ce chapitre n'a pas la prétention d'exposer la théorie des grandes déformations tectoniques. Il ne constitue qu'une base préliminaire pour le développement ultérieur d'une théorie globale et ne prétend que d'aider le géologue dans l'interprétation de la genèse de quelques traits essentiels des structures tectoniques.

VARIATIONS DES PARAMÈTRES DE DÉFORMATION

Les paramètres de déformation des corps solides (modules d'Young et de cisaillement, viscosité, résistance) varient avec les modifications de la température, de la pression hydrostatique, de l'intensité et de la durée des contraintes. Ils varient également en fonction de la vitesse de la déformation. Si une roche est soumise à une déformation prolongée ou cette déformation se renouvelle plusieurs fois, il est vraisemblable qu'au cours de la déformation ou durant ces différentes phases les propriétés des roches peuvent être différentes. Les différences peuvent apparaître avec la modification de la profondeur de gisement (par suite d'accumulation de roches nouvelles ou, au contraire, par suite de l'érosion d'une partie de la charge), de la température, de l'intensité des actions tectoniques, de la vitesse de la déformation. C'est pourquoi une même masse rocheuse peut tantôt être fragile, tantôt plastique.

On a donné au tableau 1 les valeurs du module d'Young pour quelques roches à des températures normales et pour une pression de 1 atm.

Tableau 1

Module d'Young (E) et coefficient de Poisson (ν) pour quelques roches à une température normale et sous une pression de 1 atm (d'après F. Birch)

Roche	E , mégabars ($\text{kgf/cm}^2 \cdot 10^6$)	ν	Roche	E , mégabars ($\text{kgf/cm}^2 \cdot 10^6$)	ν
Andésite	0,40-0,54	0,16-0,18	Gabbro	0,58-1,08	0,11-0,27
Anortosite	0,82	0,26	Gneiss	0,03-0,29	0,03-0,15
Basalte	0,45-1,11	0,22-0,25	Granite	0,21-0,61	0,04-0,27
Diabase	0,72-1,16	0,10-0,28	Calcaire	0,17-0,79	0,16-0,32
Diorite	0,55-0,87	—	Grès	0,06-1,00	0,06-0,11
Dunite	0,89-1,95	0,27-0,40			

Dans ce tableau il s'ensuit que des roches connues sous un même nom pétrographique présentent des indices d'élasticité différents. C'est la conséquence de leur composition minéralogique différente ainsi que de leur structure particulière.

Au tableau 2 on a fourni des renseignements sur la nature des dépendances du module d'Young de la pression hydrostatique.

Le tableau 3 résume les données éparses qu'on possède sur la viscosité des roches à la température ambiante mais pour différentes pressions hydrostatiques et des contraintes tangentielles.

Dans le tableau 3 sur l'exemple du schiste argileux, du calcaire et du gypse on voit que la viscosité dépend des contraintes tangentiel-

Tableau 2

Variation du module d'Young (E) pour des pressions hydrostatiques différentes par rapport au module d'Young établi sous une pression de 1 atm (E_0) (quantité E/E_0) (d'après F. Birch)

Roche	Pression hydrostatique, kgf/cm ²			
	300	900	2000	4000
Basalte	1,25	1,5	1,7	—
Basalte	1,4	1,6	1,8	1,95
Gabbro	1,1	1,4	1,8	2,1
Gabbro	1,5	2,1	2,6	3,2
Grès	1,1	1,3	1,5	—

Tableau 3

Viscosité des échantillons de roches à la température ambiante (d'après M. Gzowski)

Roche	Pression hydrostatique kgf/cm ²	Contraintes tangentielles maximales ($\tau_{\max}$), kgf/cm ²	Viscosité, poises
Granite	1	140	10^{18}
Schiste argileux	1	85	$8,5 \times 10^{17}$
Schiste argileux	1	68	$3,4 \times 10^{18}$
Grès	1	86	$8,6 \times 10^{17}$
Calcaire	1	700	$> 2,0 \times 10^{22}$
Calcaire	10 000	3380	$2,2 \times 10^{14}$
Calcaire	10 000	2750	$9,3 \times 10^{14}$
Calcaire	10 000	2200	$3,1 \times 10^{15}$
Gypse (sec)	1	210	$2,4 \times 10^{19}$
Gypse en solution d'eau saturée	1	150	$0,4 \times 10^{16}$
» » » » »	1	125	$1,6 \times 10^{16}$
» » » » »	1	100	$2,6 \times 10^{16}$
» » » » »	1	90	$5,1 \times 10^{16}$
» » » » »	1	80	$6,04 \times 10^{16}$
» » » » »	1	75	$6,36 \times 10^{16}$
» » » » »	1	62	$1,44 \times 10^{17}$
» » » » »	1	51	$3,8 \times 10^{17}$
» » » » »	1 000	150	$6,0 \times 10^{14}$
» » » » »	1 000	125	$2,7 \times 10^{15}$
» » » » »	1 000	100	$1,47 \times 10^{16}$
Sel gemme	1	30	$3,0 \times 10^{17}$
» » » » »	1	10	$2,0 \times 10^{18}$

les. La viscosité diminue, si les contraintes tangentielles augmentent, et croît, si ces dernières faiblissent. La viscosité du calcaire, par exemple, si l'intensité des contraintes tangentielles passe de 2 200 à 3 380 kgf/cm², diminue presque d'une fois et demie.

La viscosité dépend aussi fortement de la température. M. Volarovitch a étudié la viscosité de certaines roches à des températures voisines de leur température de fusion et a trouvé que la viscosité du dacite tombe de 10¹⁰ poises à 1000° jusqu'à 10^{7,5} poises à 1100°, la viscosité de l'andésite diminue de 10¹¹ poises à 900° jusqu'à 10^{9,5} poises à 1150°, quant à la viscosité du basalte, elle s'abaisse de 10¹⁰ poises à 1000° jusqu'à 10^{8,5} poises à 1200°.

La fusion de basaltes riches en olivine à une température de 1300° possède une viscosité de 173 poises et elle tombe à 120 poises à une température de 1400°. La lave acide (obsidienne) possède une plus grande viscosité à l'état de fusion (jusqu'à $4,4 \times 10^6$ poises pour une température de 1400°).

Les tentatives de fixer la viscosité additionnée des assises de roches naturelles ne sont qu'à leurs débuts. Selon V. Magnitski la viscosité de toute l'écorce terrestre dans son ensemble est égale à 10²⁰-10²² poises et possède une période de relaxation de dizaines à de milliers d'années.

M. Gzovski croit que les assises naturelles de masses rocheuses peuvent se subdiviser en quatre catégories. La première comprend les roches les moins visqueuses : les argiles, les roches salines, les gypses, les assises finement litées des roches alévolito-argileuses (vaseuses). Leur viscosité si les contraintes augmentent d'une quantité infime à 150 kgf/cm² varie de 10^{18,5} à 10¹⁸ poises. La seconde catégorie comprend les assises finement litées de calcaires et de marnes et de grès et d'argiles. Leur viscosité varie dans les mêmes conditions de 10^{19,5} poises à 10¹⁶ poises. La troisième catégorie est composée d'assises peu litées de grès, de conglomérats, de roches carbonatées, volcanogènes de même que de terrains fortement disloqués et faiblement métamorphisés (les variations de la viscosité s'étalent de 10²¹ à 10¹⁸ poises). A la quatrième catégorie sont relégués les granites et les autres roches intrusives, les gneiss et les schistes cristallins. La viscosité de ces roches pour des contraintes tangentielles de l'ordre de 150 à 200 kgf/cm² est égale à 10²⁰-10¹⁹ poises.

On a montré au tableau 4 la fragile résistance des échantillons de roches sèches à la pression atmosphérique et à la température ambiante.

Le tableau 5 fournit des données sur l'accroissement de la résistance au cisaillement avec l'augmentation de la pression hydrostatique.

Pour la détermination des réactions des roches aux déformations un rôle important revient à l'eau contenue dans les pores des roches. La présence de l'eau diminue sensiblement la viscosité des roches

Tableau 4

Résistance fragile des échantillons secs de roches à la pression atmosphérique et à la température ambiante (d'après M. Gzovski)

Roche	Résistance à l'étirement, kgf/cm ²	Résistance au cisaillement, kgf/cm ²		
		Minimale	Maximale	Statistiquement moyenne
Granite	30	600	1800	750
Diabase	50	650	2300	900
Quartzite	80	130	1600	1000
Marbre	50	120	1300	500
Grès	20-60	200	750	—
Schiste argileux	30-40	180	260	—
Sel gemme	15-50	90	—	—

Tableau 5

Résistance au cisaillement de quelques roches pour des pressions hydrostatiques variées (d'après J. Handin)

Roche	Résistance au cisaillement (kgf/cm ²) à la pression hydrostatique (kilobars)				
	10	20	30	40	50
Basalte	2900	7500	13 000	14 000	17 000
Obsidienne	3800	8000	12 000	14 000	15 000
Pyroxénite	2700	6300	900	12 000	14 000
Calcaire	1000	3400	5 700	6 800	7 200
Sel gemme	900	1800	2 200	2 400	2 900

et sa résistance aux actions de déformation. La roche devient plus fluable. On connaît bien les sables fluants qui une fois saturés d'eau se transforment en une masse coulante. Lors du glissement des compartiments de terrains les uns sur les autres l'eau se comporte comme un lubrifiant qui diminue le frottement.

Les expériences avec le gypse et la serpentine ont montré que quand on les chauffe (le gypse jusqu'à 100° et la serpentine jusqu'à 500 ou 600°) il se produit une déshydratation et l'eau de constitution se concentre dans les pores, le seuil de plasticité de ces roches s'abaissant alors fortement. C'est ainsi que pour des serpentines soumises à une pression hydrostatique (3,5 kilobars) et une température de 25° le seuil de plasticité est égal à 5,5 kilobars de contraintes tangentielles. Si on chauffe jusqu'à 500°, il descend à 3,5 kilobars et pour 600° à 1,5 kilobars. Mais cette mollesse de la roche ne se conserve que jusqu'à ce que l'eau de constitution expulsée vers les pores y de-

meure. Si l'eau disparaît complètement de la roche, le seuil de plasticité remonte immédiatement.

Les propriétés des roches varient non seulement en fonction des modifications des conditions thermodynamiques mais également pendant la déformation, car les grains dont est composée la roche se déforment en général non pas simultanément mais successivement.

Les grains minéraux constituant la roche possèdent des viscosités et des résistances différentes. Ces grains peuvent être liés par des ciments ayant plus ou moins bien pris. L'application des forces déforme plus vite les compartiments de moindre viscosité. Cela conduit à un rapprochement de grains plus visqueux et au refoulement du matériau moins visqueux des intervalles qui les séparent. Quand des grains plus visqueux se rassemblent en certains points on y observe un accroissement de la viscosité de la roche. D'un autre côté des compartiments moins résistants peuvent commencer à se désagréger quand en d'autres compartiments continue à se manifester une déformation plastique. L'altération de certains grains entraînera la concentration des contraintes sur d'autres grains et, par suite, accélérera la déformation de ces derniers. Ainsi donc, au cours de la déformation la viscosité de la roche dans son ensemble peut s'abaisser ou s'accroître plusieurs fois.

On doit également noter qu'au cas où les grains minéraux se caractérisent par une polarité (c'est-à-dire en présence de linéation, de schistosité ou de foliation) les propriétés des roches varient suivant la direction et ces variations peuvent atteindre des valeurs importantes. Si au cours de la déformation la disposition des grains varie cela entraîne des modifications dans le degré de l'anisotropie mécanique.

En se basant sur ce qui vient d'être dit, on aboutit à la conclusion que l'information fournie par les ouvrages de géologie ainsi que quelques données exposées plus haut sur les propriétés des déformations des roches sont très sommaires et ne peuvent servir que pour des études très rudimentaires. L'information essentielle est celle qui nous renseigne sur la nature des variations de telle ou telle propriété avec la modification des conditions (température, pression, intensité des contraintes, vitesse de déformation). Mais ces renseignements sont très limités et les recherches dans ce sens ne sont qu'à leur début.

On ne peut aujourd'hui qu'affirmer qu'avec l'élévation de la température la viscosité et la résistance des roches au cisaillement diminuent. Avec la baisse de la température, la viscosité et la résistance au cisaillement augmentent au contraire. La diminution de la viscosité peut également avoir pour cause l'accroissement des contraintes tangentielles.

L'élévation de la pression hydrostatique peut entraîner une augmentation de la viscosité et de la résistance surtout à l'étirement.

Par suite, l'action simultanée de la température et de la pression hydrostatique conduit à ce qu'au-dessous d'une certaine profondeur sous terre les roches se désagrègent principalement sous l'effet d'un cisaillement visqueux, tandis que près de la surface on observe également des ruptures par étirement. C'est justement pourquoi dans les phénomènes géologiques on observe principalement des cisaillements visqueux.

La durée des temps géologiques joue en général dans le même sens que l'élévation de la température : elle favorise un développement des déformations plastiques dans des roches même très visqueuses ainsi que le jeu prépondérant de ruptures de cisaillement visqueux par rapport aux ruptures d'étirement de nature fragile.

Il faut en outre noter qu'au cas où, dans la suite, on obtiendra une information plus complète sur les propriétés de déformation de certaines roches dans des conditions différentes, on serait mis en présence de nouvelles difficultés qu'il faudrait résoudre pour pouvoir extrapoler les propriétés de petits échantillons de roches de dimension de laboratoire à des grandes masses et assises rocheuses formant l'écorce terrestre. Les propriétés d'une grande masse rocheuse avec ses hétérogénéités internes ne sont pas la somme de propriétés des roches qui la composent, de même que les propriétés d'une roche ne s'obtiennent pas par simple addition des propriétés des grains minéraux séparés.

Soit une assise composée d'une alternance de roches plus ou moins visqueuses. Cette assise soumise à une compression dans le sens parallèle aux couches se plisse. Tant que les différentes couches visqueuses conservent leur unité, elles constituent pour ainsi dire la trame de l'assise, et c'est justement leur viscosité, qui détermine pour les contraintes données la vitesse de déformation et la forme des plis mis en place. Mais supposons ensuite qu'après un certain temps les couches visqueuses se désagrègent. Cela peut se produire par l'accroissement continu de la concentration des contraintes dans les charnières des plis des couches visqueuses où, par suite d'une très haute viscosité du matériau, les contraintes n'arrivent pas à se résorber suffisamment vite. Et ce sont cette fois les couches rigides qui deviennent des tronçons isolés noyés dans la masse visqueuse. Il est évident qu'à partir de ce moment la déformation de toute l'assise se conforme aux propriétés des couches moins visqueuses : elle s'accélère et la forme des plis se modifie. Certaines autres propriétés des déformations de grands volumes de roches seront étudiées ultérieurement.

INSTABILITÉ DE LA DÉFORMATION PLASTIQUE

Seule une petite déformation plastique se déroulant dans un corps isotrope et parfaitement homogène dont le développement ne concerne qu'un court laps de temps peut être tout à fait régulière, c'est-

à-dire que tout le corps se déforme de façon identique. Si la déformation plastique dépasse une certaine quantité ou affecte un corps de dimension importante on observe alors dans son développement des irrégularités: certains compartiments du corps se déforment plus vite, tandis que d'autres ne suivent pas le mouvement.

Le point de départ de ces irrégularités de déformation est peut être dû à des hétérogénéités dans la structure du corps déformé, la présence en son sein de compartiments de faible résistance. Mais il se peut que ces irrégularités de déformation ne sont pas liées à l'hétérogénéité primaire du milieu et ont des causes énergétiques, puisque une concentration de déformation importante et relativement rapide dans des compartiments restreints du corps est énergétiquement parlant plus « favorable » qu'une distribution régulière d'une faible et lente déformation dans tout le volume. Le fait est qu'une concentration de déformation revient à une concentration des contraintes qui, à leur tour, comme nous l'avons vu, conduit à un abaissement de la viscosité. C'est pourquoi une déformation concentrée de dimension donnée exige moins d'énergie qu'une déformation de même dimension sommaire mais disséminée. Dans ces conditions le processus de concentration de déformation une fois déclenché doit se développer à la manière d'une avalanche.

Dans un étirement plastique l'irrégularité de la déformation conduit à la formation d'un « col ». L'étirement d'une barre plastique (fig. 105) n'est régulier qu'au début, tant que la déformation est encore infime. A mesure que la déformation augmente et se concentre dans une zone particulière de la barre cette zone devient plus étroite (fig. 105, a). Dans la zone de concentration la section de la barre diminue et, en conséquence, l'intensité de la charge restant constante, les contraintes s'élèvent. La viscosité dans la zone de la section étroite diminue donc et entraîne un accroissement en avalanche du processus de déformation. Cette dernière aboutit à une rupture quand la concentration des contraintes atteint le seuil de la résistance (fig. 105, b).

Les cols se forment également dans des couches de roches soumises à des étirements. Le mécanisme de ce phénomène dans des conditions de mouvements tectoniques sera étudié avec plus d'opportunité dans la suite de l'exposé.

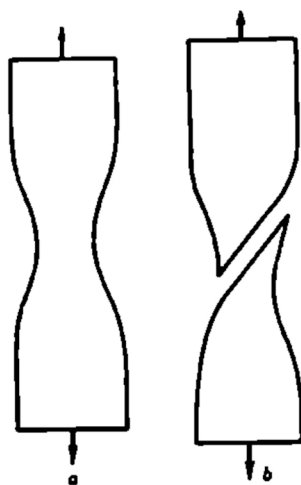


Fig. 105. Étirement plastique de la barre:

a — formation du « col »; b — fissure de cisaillement visqueux.

L'irrégularité de la déformation plastique se manifeste également pour une compression. Elle s'exprime de façon particulièrement nette dans des compressions (aussi bien élastiques que plastiques) de plaques fines le long de leur surface (compression longitudinale). Les plaques se déforment régulièrement (c'est-à-dire se rétrécissent suivant l'axe de compression et s'étendent dans la direction perpendiculaire) rien qu'au début de la déformation, puis perdent leur caractère régulier et se courbent. Dans des conditions géologiques c'est justement de cette manière que se forment les « plis de flexion longitudinale », c'est-à-dire des ploiements de couches de roches mis en place par une compression dirigée parallèlement aux couches. Les plis de flexion longitudinale n'apparaissent que lorsque leur ploiement exige moins de dépense de travail que la contraction régulière de la couche dans une direction et son extension sans courbure dans une autre direction. Pour chaque roche et pour toutes données (température, pression hydrostatique, intensité des contraintes) il existe une épaisseur critique de la couche. Si la couche est plus épaisse, elle se déforme sans courbure, si au contraire elle est inférieure à l'épaisseur critique elle se plisse.

Avec le passage d'une roche à une autre, de viscosité différente, on voit se modifier l'épaisseur critique de la couche. Plus la viscosité de la roche est basse, plus est faible l'épaisseur de la couche pour laquelle la compression longitudinale entraîne une déformation sans courbure.

Mais même pour le cas quand la compression longitudinale s'accompagne d'une courbure de la couche à côté de cette courbure on voit généralement se développer une déformation régulière de la couche (on peut l'appeler laminage longitudinal). Il s'ensuit qu'au cours de la compression longitudinale le rétrécissement de la projection horizontale de la couche se réalise sous l'action combinée de deux processus qui se développent simultanément : le plissement et le laminage longitudinal régulier. Toutefois le rôle relatif de ces deux processus diffère dans chaque cas particulier. Le rétrécissement de la projection horizontale de la couche uniquement par laminage longitudinal ou par plissement constituent des cas extrêmes. Dans le premier cas il faut des couches très épaisses constituées de roches de basse viscosité quant au second, dans son état parfait, il est typique pour des couches fines de roches très rigides.

Les relations mutuelles entre le plissement et le laminage longitudinal régulier sont également fonction des différences existant entre les viscosités de la couche concernée et du milieu dans lequel elle est englobée. Si une couche de forte viscosité se trouve au sein d'un milieu non stratifié de moindre viscosité alors, plus le contraste entre les deux viscosités de la couche et du milieu est grand, plus, lors de la compression longitudinale de la couche, le mécanisme du plissement est prépondérant. Si dans un même milieu de viscosité

relativement basse on plonge des couches de viscosité plus grande mais différente alors, en application de la règle mentionnée, pour un même rétrécissement horizontal les couches se plisseront en formant des plis de dimensions différentes (c'est-à-dire que le plissement sera dysharmonique) (fig. 106). La dualité du mécanisme de rétrécissement longitudinal des couches stratifiées présente un grand intérêt et doit être prise en considération dans l'explication des formes structurales plissées.

Un rôle important revient au fait que les couches sont toujours séparées par des discontinuités qui constituent des surfaces de glissement facilité. C'est pourquoi les couches peuvent se déformer dans une certaine mesure indépendamment. Le degré de cette indépendance est fonction de l'intensité du frottement entre les couches. L'augmentation du frottement dans le mécanisme du plissement est équivalente à l'accroissement de l'épaisseur des couches isolées. Pour un frottement faible des assises épaisses se plissent presque aussi facilement que des minces couches séparées.

On voit ainsi que la dimension des plis est fonction d'une série de facteurs : l'épaisseur des couches, le frottement entre les couches, la viscosité des roches, la différence entre les viscosités des couches voisines. Pour des grands plis on voit intervenir la pesanteur. Cette dernière détermine les dimensions maximales que peuvent atteindre les plis. Plus un pli est grand, plus sont grandes lors de sa mise en place les contraintes nécessaires pour vaincre la force de pesanteur.

Il est évident qu'elles ne peuvent dépasser le seuil de la résistance des roches. Si ce seuil est atteint, le pli s'écrasera par lui-même. Des calculs approximatifs ont conduit aux résultats suivants : l'épaisseur du pli de flexion longitudinale ne peut pas dépasser 7 km.

Il est intéressant de noter que si la viscosité ne dépendait pas de l'intensité des contraintes les plis auraient des formes en éventail avec des charnières en arc de cercle. Or le plus souvent les charnières des plis sont aiguës et leurs flancs presque droits. Cette forme s'explique par le fait que dans les charnières où les contraintes sont

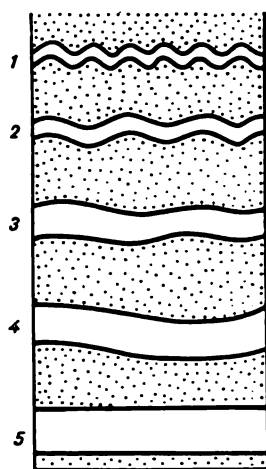


Fig. 106. Plissement dysharmonique des couches à viscosité différente pour un même rétrécissement longitudinal.

La viscosité des couches diminue de 1 à 5. La viscosité du milieu (figuré par des points) est proche de la couche 5. Dans la couche 1 prédomine le plissement; la couche 5 n'est affectée que par un laminage longitudinal. L'importance de ce dernier s'accroît de 1 à 5.

maximales la viscosité diminue le plus, ce qui conduit à la concentration des déformations justement dans les charnières.

L'instabilité de la déformation plastique se manifeste également pour des décrochements. Après avoir atteint une intensité appréciable la déformation commence à se concentrer dans une certaine zone et

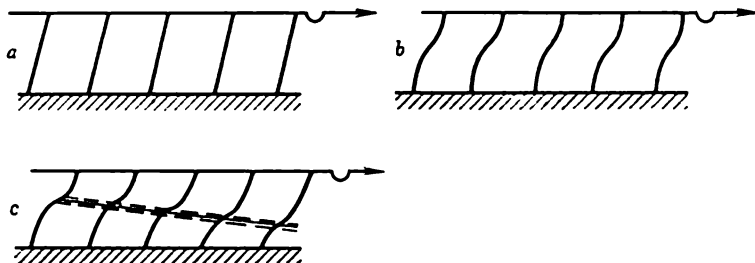


Fig. 107. Evolution de la déformation au cours d'un décrochement:
a — début de la déformation; b — concentration de la déformation; c — rupture visqueuse.

cette dernière devient de plus en plus étroite (fig. 107). Le processus de concentration et de l'accélération de la déformation se termine par une rupture visqueuse comme au cours de la formation d'un col.

INFLUENCE DE LA NATURE HÉTÉROGÈNE DES ROCHES ET DES ASSISES ROCHEUSES

L'hétérogénéité de la structure des roches et de leurs complexes exerce une grande influence sur l'évolution et le résultat des déformations plastiques. L'hétérogénéité est en rapport avec la granulation, la fissuration originelle, la schistosité et l'anisotropie de la structure cristalline des grains.

Puisque la plupart des roches sont granulées, les déformations qui les affectent s'y effectuent par glissement *intergranulaire* ou *intragranulaire*. Le glissement intergranulaire est caractéristique pour des roches sédimentaires dont le ciment est moins résistant que les grains. Dans ces cas au cours de la déformation de la roche ses grains ne se déforment pas mais se déplacent seulement les uns par rapport aux autres. Les déplacements s'effectuent suivant des surfaces qui se rapprochent le plus des surfaces de contraintes tangentielles maximales. Toutefois ces surfaces en s'adaptant aux frontières entre les grains s'écartent de leurs directions parfaites. Dans le cas de roches à gros grains (conglomérats) ces écarts peuvent être importants. Dans un glissement intergranulaire les grains roulent les uns sur les autres en pivotant surtout s'ils sont arrondis. Les grains plats pivotent en tendant à la limite de prendre la position

la plus stable qui correspond à la position parallèle de leurs axes longs à la surface de glissement.

Dans un glissement intragranulaire chaque grain se déforme de la même façon que la roche toute entière. La déformation affecte donc le réseau cristallin.

Le glissement intragranulaire est le fait des roches pour lesquelles la résistance du ciment n'est pas inférieure à celle des grains ou pour des roches constituées d'agrégats denses de cristaux aux propriétés plus ou moins semblables. Si ces derniers se distribuent d'une façon désordonnée sans présenter de linéaments préférentiels, les déformations intracristallines se réalisent par déplacements le long des surfaces de glissement statistiquement les plus proches des surfaces de contraintes tangentielles maximales. Si au contraire dans la disposition des cristaux on distingue une certaine polarité, le déplacement (translation) se produit le long des directions de « compromis » entre les directions de contraintes tangentielles maximales et celle du glissement le plus facile déterminé par l'orientation des minéraux. Dans tous les cas la structure interne des minéraux exerce une influence sur la déformation. Il y a toujours dans le minéral des surfaces cristallines le long desquelles la translation s'effectue avec la moindre résistance. Au cours de la déformation les cristaux peuvent pivoter jusqu'à ce que les surfaces de glissement facilité n'occupent la position la plus favorable.

La déformation des cristaux se produit également par macle. Dans ce dernier cas comme dans le cas de translation il existe une position plus ou moins favorable des cristaux par rapport à la direction des forces entraînant la déformation. Toutes les particularités des déformations ayant pour siège les cristaux sont étudiées dans des cours spéciaux de cristallographie et de pétrotectonique.

Dans certains cas les glissements intragranulaires passent à des destructions des grains (cataclase), après quoi il se produit une redistribution des petits grains produits ainsi comme dans le cas de glissement intergranulaire.

Enfin la forme des grains peut se modifier par recristallisation. Il est probable que la recristallisation soit le facteur principal du processus déterminant l'orientation des cristaux dans la roche.* Le principe de Riquet souligne l'influence de l'inégalité des pressions sur la solubilité et la recristallisation des minéraux. Les faces comprimées des cristaux se dissolvent dans l'eau contenue dans la roche, tandis que sur les faces soumises à des moindres pressions le même matériau fournit des cristaux à partir de la solution. C'est ainsi que dans la direction d'une plus forte compression les dimensions des cristaux diminuent, tandis que dans la direction de moindre compression ou d'extension elles augmentent. On peut dire que le cristal s'aplatit non par déformation interne mais par transfert du matériau d'une face à l'autre.

C'est ainsi que pour le glissement intergranulaire la déformation de la roche s'effectue par regroupement des grains qui tout en pivotant n'éprouvent pas de déformations internes. Quand un gosse édifie des figures avec un sable humide il déforme le sable par des glissements intergranulaires en déclenchant des déplacements mutuels des grains, mais en laissant ces derniers non déformés. Au cours du glissement intergranulaire les grains plats et prismatiques ont tendance de s'orienter parallèlement au glissement, c'est-à-dire à peu près parallèlement aux surfaces de contraintes tangentielles maximales.

Dans des déformations intragranulaires quelque soit le mode de ces dernières (par translation, par macles, par cataclase ou par recristallisation), chaque grain subit une déformation du même genre que la roche toute entière: il diminue ses dimensions dans le sens des contraintes de compression et les augmente dans la direction d'extension ou de moindre compression. Par suite, les axes longs des minéraux s'orientent dans ce cas non pas parallèlement aux surfaces de contraintes tangentielles maximales mais perpendiculairement à l'axe de compression maximale.

En plus du fait que le glissement intergranulaire domine dans les roches relativement meubles, tandis que le glissement intragranulaire est le fait des roches relativement compactes, il faut noter que le glissement intergranulaire est davantage propre aux compartiments superficiels de l'écorce terrestre où la pression hydrostatique est basse, tandis que le glissement intragranulaire est caractéristique pour des compartiments plus profonds de l'écorce terrestre où la pression hydrostatique est élevée. Le glissement intragranulaire est typique pour des assises métamorphiques soumises à des déformations dans des conditions de hautes pressions et températures.

Chaque fois quand on a affaire à des déformations tectoniques on observe des divisions en des ensembles de plus grande échelle que les grains. Ces déformations se caractérisent par des *fragmentations* ou des *divisions en blocs*. La roche déformée se trouve divisée en des fragments de grandes dimensions se mesurant par des dizaines de centimètres qui intérieurement ne se déforment presque pas, car toute la déformation se concentre aux frontières des fragments. Ces fragments ne font que pivoter quelque peu.

On a montré sur la fig. 108 un pli dont la courbure des couches est principalement due non pas à une déformation plastique, mais plutôt à un déplacement mutuel des fragments constituant la couche. Les bords des fragments sont fortement broyés et fractionnés; le matériau fortement fractionné remplit les vides séparant les fragments témoignant ainsi que c'est justement en ces endroits que se concentre la déformation.

Le caractère fragmentaire des déformations tectoniques considérées habituellement comme plastiques a très peu attiré l'attention

jusqu'à là. Or un grand nombre de déformations se localisant dans des compartiments peu profonds de l'écorce terrestre dans des conditions de pression hydrostatique et à des températures assez basses appartiennent vraisemblablement à la catégorie des déformations fragmentaires. On est ainsi encore une fois mis en présence avec la relativité des notions. On a déjà vu que toute déformation plastique est liée à un déplacement relatif des particules constituant le corps



Fig. 108. Déformation fragmentaire: plis formés par des couches d'aprites englobées dans des phyllades graphiteuses (d'après B. Sander).

déformé. Ces déplacements peuvent avoir lieu à des niveaux différents: moléculaire, cristallographique, granulaire, fragmentaire. Vu la relativité des notions, on peut donc ranger la déformation fragmentaire dans la catégorie des déformations plastiques en considérant qu'elle est observée d'une grande distance quand les dimensions des fragments isolés sont suffisamment petites par rapport au volume de la déformation.

Un caractère très important des roches sédimentaires, métamorphiques de même que de quelques roches magmatiques est leur nature stratifiée. On a déjà noté l'importance de la stratification pour la formation des plis de flexion longitudinale. Il est évident que la structure de l'écorce terrestre toute entière serait différente si les roches n'étaient pas stratifiées.

NATURE DE LA RÉPARTITION DES FORCES APPLIQUÉES

Dans des conditions géologiques les forces appliquées aux roches sont toujours réparties suivant certaines surfaces. Les dimensions de cette surface et son orientation par rapport aux couches jouent

un grand rôle. Ainsi, si l'on imagine une couche rocheuse isolée, qui est pour ainsi dire suspendue dans l'air, et si l'on suppose qu'elle est soumise à une extension sous l'action de deux forces de sens opposés appliquées à ses bouts, il est alors évident que l'apparition d'un col où se concentre la déformation lève une grande partie des contraintes dans les autres parties de la couche ; et, après l'apparition d'une rupture unique, les contraintes disparaissent complètement.

Si au contraire les forces d'extension se répartissent sur une grande aire de la surface de la couche (on peut imaginer ce cas en disposant cette couche sur une feuille en caoutchouc qui est étirée), chaque col ou chaque rupture ne lèvent la contrainte qu'en son voisinage immédiat, tandis que dans toutes les autres parties de la couche les contraintes se conservent. Cela conduira à la formation non pas d'un mais de plusieurs cols ou ruptures qui se répètent tout au long de la surface d'extension. Un exemple nous est fourni par l'extension d'une couche visqueuse se disposant entre deux couches moins visqueuses.

Si un paquet de trois couches (la couche plus visqueuse étant située entre des couches moins visqueuses) est écrasé par des forces dirigées perpendiculairement aux couches, le matériau de ces dernières ayant la possibilité de s'écouler dans des sens opposés (fig. 109,*a*), alors les couches supérieure et inférieure de moindre viscosité se déforment plus vite que la couche plus visqueuse insérée entre elles. Les couches supérieure et inférieure coulent donc le long de la surface de la couche médiane. A la frontière des couches de viscosité différente apparaissent des forces de frottement qui tendent à étirer la couche de plus grande viscosité. C'est un fait très important que les forces d'extension s'appliquant à la couche de plus grande viscosité soient réparties tout au long de la surface d'extension : chaque compartiment de la surface de la couche de plus grande viscosité s'étire indépendamment des autres compartiments qui sont aussi étirés.

Sur la fig. 109,*a* on a représenté graphiquement l'extension en tout point de la surface de la couche au moyen de flèches de longueurs variant en fonction de l'éloignement de la ligne $O - O$ et qui représentent la vitesse de l'écoulement du matériau des couches moins visqueuses *A* et *C* relativement à la couche plus visqueuse *B*. Il faut cependant noter que la ligne médiane $O - O$ est une ligne conventionnelle. En réalité l'écoulement se produit à partir de tout point de la surface de la couche rigide et il y a ainsi une infinité de ces lignes moyennes.

Supposons que l'extension ait conduit à la formation d'un premier col. Puisque l'extension se produit à la surface d'une couche plus visqueuse et le long de toute l'aire de répartition des forces appliquées au paquet, le col formé ne s'opposera pas à la formation de nouveaux cols sur l'aire considérée. Mais les distances entre les cols ne sont pas aléatoires : elles sont déterminées par le rapport.

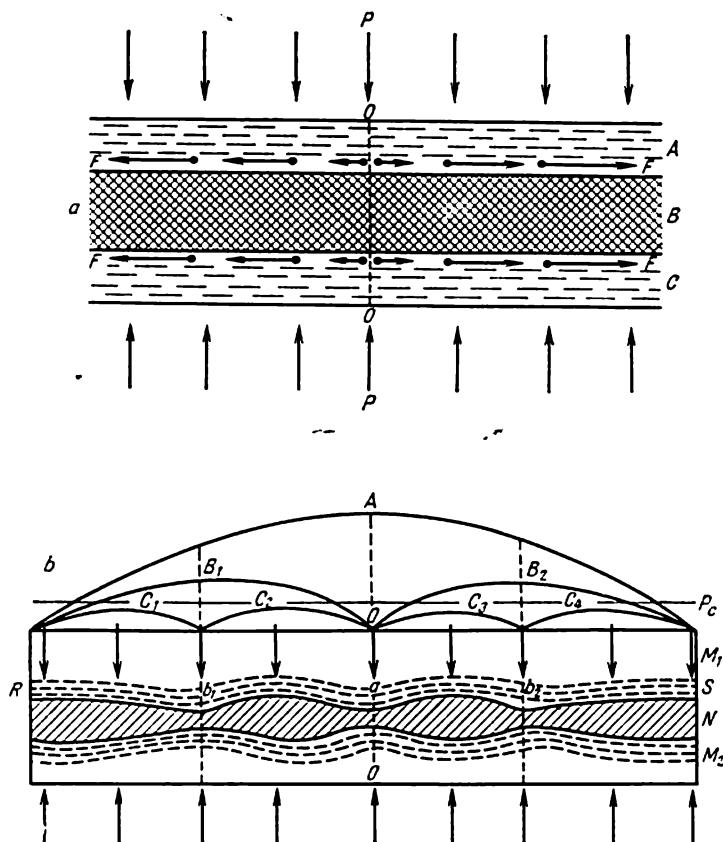


Fig. 109. Extension d'une couche visqueuse insérée entre deux autres couches moins visqueuses au cours de leur écrasement par des forces dirigées perpendiculairement aux couches:

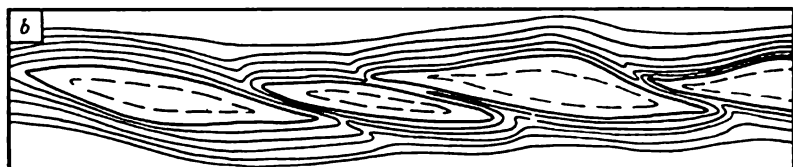
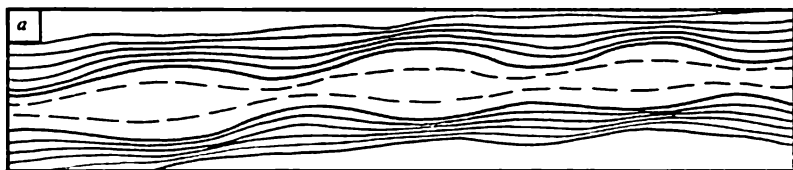
a — schéma de principe de l'extension; B — couche plus visqueuse; A et C — couches moins visqueuses; P — direction des forces écrasant les couches. La longueur des flèches F montre l'accroissement des contraintes d'extension avec l'éloignement de la ligne médiane OO; b — schéma de la division en fuseaux d'une couche visqueuse qui est étirée entre deux couches moins visqueuses; N — couche visqueuse; M₁ et M₂ — couches moins visqueuses. Voir l'explication dans le texte.

des dimensions des forces d'extension sur la surface de la couche et la résistance de cette dernière à la déformation plastique. Pour que le col commence à se former il faut que les forces d'extension agissant sur la section donnée de la couche atteignent des dimensions capables de rompre le seuil de fluidité sur chaque aire élémentaire de la section. Le seuil de fluidité s'exprime en contraintes, c'est-à-dire en force agissant sur un centimètre carré. Par suite, pour la formation de col sur l'aire de toute la section de la couche, les forces d'exten-

sion doivent être égales au seuil de fluidité multiplié par la section de la couche. Si on se limite à un problème à deux dimensions le seuil de fluidité doit être multiplié par l'épaisseur de la couche : plus l'épaisseur est grande, plus les forces d'extension doivent être importantes pour aboutir à la formation du col.

D'un autre côté l'extension de la couche est déterminée par des forces de frottement dont l'intensité dans ce cas augmente avec la vitesse des glissements le long des frontières entre les couches. Sur la fig. 109, *a* on voit qu'avec l'éloignement de la ligne médiane conventionnelle, à partir de laquelle les couches molles s'écoulent en des sens différents, la vitesse de déplacement du matériau de ces couches relativement à la couche rigide augmente. Cela signifie que plus le tronçon de couche en direction de l'action de forces d'extension de frottement est grand, plus la force d'étirement à laquelle il est soumis est importante. Il doit donc exister pour des propriétés et une épaisseur de la couche données une certaine valeur critique de ce compartiment pour lequel les forces d'étirement sont suffisamment grandes pour la mise en place du col. La dimension de ce compartiment détermine justement la distance qui sépare deux cols voisins. Le mécanisme décrit est figuré sous forme de diagramme à la fig. 109, *b*. Dans les limites du compartiment figuré il se forme une contrainte d'étirement globale A qui est supérieure au seuil de plasticité P_c ; il se forme donc un col a ; après quoi l'étirement se continue sur les tronçons Ra et aS pour lesquels les contraintes d'étirement globales B_1 et B_2 sont toujours supérieures au seuil de plasticité P_c et qui provoquent la formation des cols b_1 et b_2 ; l'étirement se conserve alors dans les compartiments Rb_1 , b_1a , ab_2 et b_2S ; les contraintes dans ces compartiments C_1 , C_2 , C_3 et C_4 étant inférieures au seuil de plasticité P_c et des cols nouveaux ne se forment pas.

La formation dans une couche de cols multiples constitue le phénomène qu'on appelle *division en fuseaux de la couche*. Ce phé-



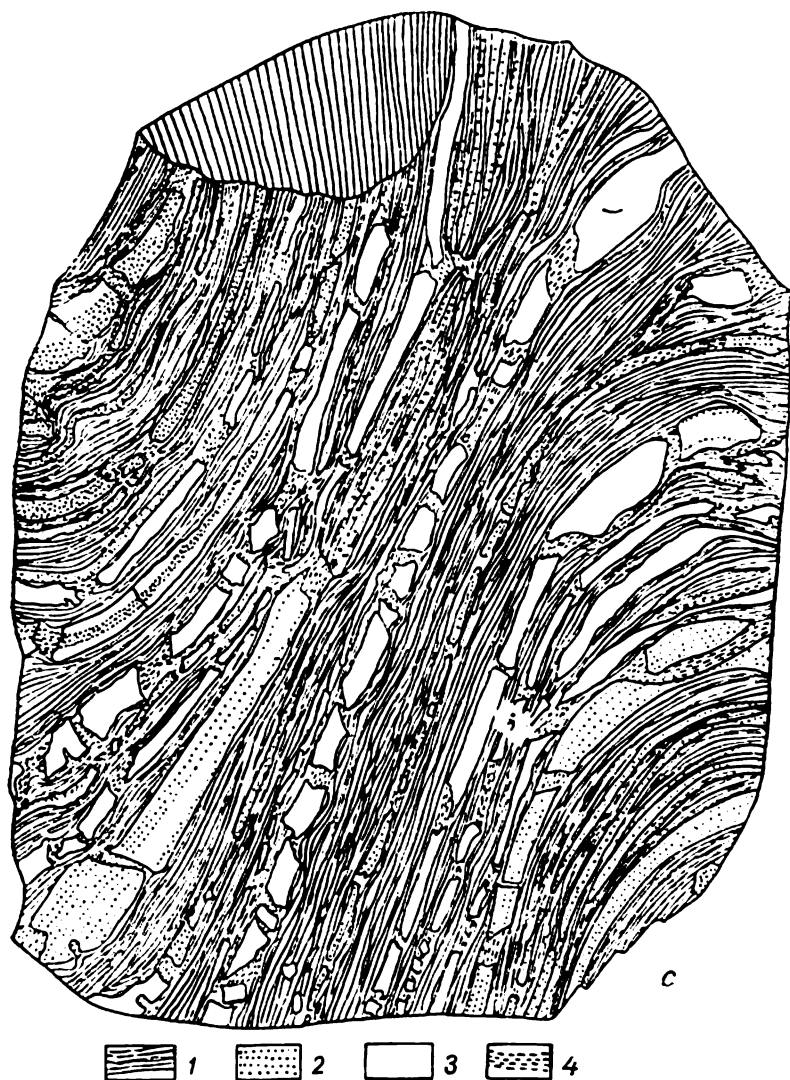
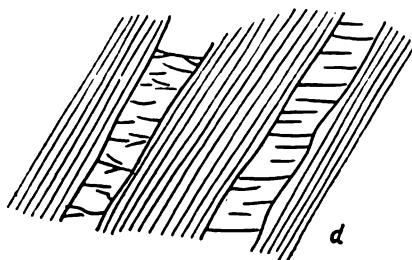


Fig. 110. Division en fuseaux et boudinage :

a — bancs de calcaires entourés de schistes argileux étirés en fuseaux (relevé d'après nature); *b* — phénomène de boudinage affectant des bancs calcaires emballés dans des schistes argileux; les boudins sont tronçonnés par des fissures de cisaillement visqueux; *c* — phénomène de boudinage affectant des lits de cornéenne entourés de schistes argileux. Krivoi Rog (d'après G. Tokhtouev): 1 — schistes argileux; 2 et 3 — cornéennes; 4 — recristallisation de l'oligiste micacé dans l'intervalle des boudins; *d* — veines en échelons dans des dykes emballés dans des schistes argileux.



nomène est très répandu dans des assises fortement disloquées composées d'une alternance de couches de dureté différente.

Quand la vitesse croissante de la déformation qui se concentre dans une bande de plus en plus étroite d'un col aboutit à une rupture, les fuseaux formés se séparent et la couche entière se transforme en une série de fragments isolés. Si la déformation continue ces fragments s'écarteront de plus en plus. Et l'intervalle entre eux se remplira par du matériau des roches voisines plus plastiques.

Ce phénomène de division en fragments de couches rigides emballées dans des terrains plus plastiques s'appelle *boudinage*. Les tronçons séparés du banc rigide portent le nom de *boudins*.

Le boudinage peut se manifester par exemple dans des grès et des calcaires disposés entre des schistes argileux, dans des passées d'amphibolites s'intercalant entre des gneiss, etc. Il faut seulement que l'assise soit constituée de lits mécaniquement hétérogènes et qu'elle soit soumise à une compression répartie dans le sens perpendiculaire à la stratification.

La forme des extrémités des boudins est déterminée par la nature des ruptures qui les ont écartés. Si la rupture est le résultat d'un cisaillement visqueux ayant suivi le rétrécissement maximal de la couche, alors les extrémités des boudins seront déviées et les axes longs des boudins subiront des pivotements par rapport à la surface de la couche. Si, au contraire, l'étirement du col s'achève par un détachement, les boudins ont des bouts émoussés. Le stade du tronçonnement auquel s'est effectué le détachement détermine également le degré d'arrondissement des angles des boudins. Souvent dans la zone d'étirement, au voisinage des extrémités des boudins, où un vide relatif se constitue, apparaissent des inclusions du matériau minéral mobile appartenant aux roches ambiantes. Ces inclusions sont le plus souvent constituées de calcite, d'aplite, de quartz, de pegmatite.

Il arrive des cas (pour des roches fragiles) quand, pratiquement, le boudinage apparaît sans phase préliminaire d'étirement en fuseaux. Alors la couche rigide se divise en tronçons dont la forme ne présente pas d'indices de déformation plastique. On signale aussi des cas de boudinage imparfait, quand la couche est affectée par des fissures d'extension incomplète et le tronçonnement en boudins ne se produit pas. A cette catégorie appartiennent les « filons en échelons » dans lesquels le matériau minéral s'accumule dans les fissures d'étirement qui s'enfoncent dans le corps des veines de quartz soumises au sein des bancs plus plastiques à des extensions différentes. La division en fuseaux et le boudinage peuvent être facilement reproduits dans des modèles en matériaux plastiques.

On a représenté à la fig. 110 les différents types de division en fuseaux et de boudinage ainsi que les variantes de boudins observés dans la Nature ou obtenus au cours de la simulation du phénomène.

L'extension différentielle peut concerner non seulement les couches soumises à une compression normale, mais également les voûtes des dômes soulevés. Dans ce dernier cas chaque couche sous-jacente entraîne dans le plissement la couche susjacente en la soumettant à un étirement tout au long de sa surface.

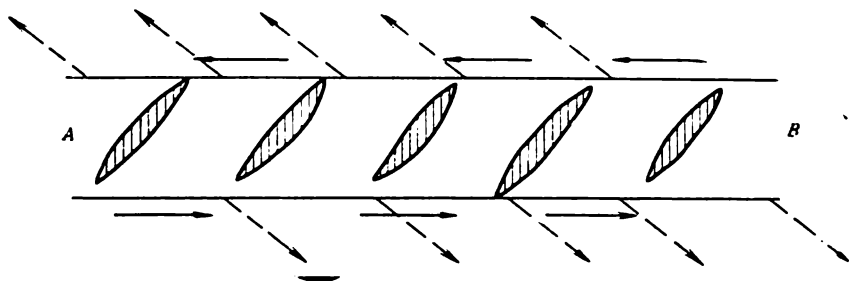


Fig. 111. Décrochement se répartissant dans la zone AB. Flèches continues: sens du décrochement; flèches en pointillés: direction d'extension maximale; les fissures d'étirement hachurées forment des filons en échelons dans la zone du décrochement.

La même répartition des forces appliquées peut apparaître au cours d'une déformation de décrochement, quand cette dernière se manifeste dans un compartiment important de masses rocheuses. Dans ce cas le décrochement peut s'accompagner de multiples ruptures d'étirement se répétant de façon rythmique et dont la disposition est normale à l'axe principal d'extension, c'est-à-dire sous un angle de 45° par rapport au couple principal de forces et en échelons les unes par rapport aux autres (fig. 111).

HÉTÉROGÉNÉITÉ DE GRANDES DÉFORMATIONS. DÉVELOPPEMENT SIMULTANÉ DE DISLOCATIONS PLASTIQUES ET PAR RUPTURE

Vu l'hétérogénéité de la composition et de la structure de grands volumes de masses rocheuses ainsi que par suite de l'inégale répartition des actions tectoniques, l'évolution des dislocations dans les limites d'un massif rocheux est presque toujours inégale.

C'est ainsi que dans les différents compartiments du massif la dislocation peut s'exprimer par des stades variés du développement unique du processus de déformation. C'est particulièrement visible dans les exemples de coïncidence des ruptures avec des déformations plastiques. En règle générale toute rupture débute par une petite fissure qui par la suite se développe et se transforme en une grande rupture. Simultanément on voit s'accroître le long de la rupture l'amplitude du déplacement qui est toujours plus grande dans la

partie plus ancienne de la rupture et diminue peu à peu vers l'extrémité où la rupture commence seulement à se développer.

L'accroissement progressif des ruptures est un phénomène caractéristique aussi bien pour les ruptures de cisaillement que d'étirement. Dans les deux cas, au début, on voit se former de petites ruptures isolées qui progressivement se regroupent en des ruptures plus grandes. Simultanément se produit une concentration du processus de destruction en un nombre plus restreint de ruptures qu'accompagne un accroissement de l'amplitude du déplacement. C'est ainsi que lors de la formation de rupture de cisaillement, au début, il se forme dans une certaine zone un essaim de petites fissures à rejets très faibles. Puis certaines de ces fissures se regroupent en des fissures plus grandes et dont le rejet augmente, quant aux autres fissures primitives elles cessent d'évoluer. En fin de compte dans la zone concernée il ne se forme qu'une seule rupture à rejet égal à la somme des rejets primitifs. Ce processus de concentration progressive du phénomène de désagrégation est surtout caractéristique pour des ruptures de cisaillement visqueux qui suivent la déformation plastique et constituent l'aboutissement de la concentration de l'écoulement plastique sur un nombre de surfaces de plus en plus restreint. Quand un écoulement plastique est réparti uniformément sur une multitude de surfaces de glissement, chaque déplacement élémentaire a une amplitude insignifiante. A mesure que l'écoulement, tout en conservant sa vitesse de déformation, se concentre sur des surfaces dont le nombre diminue sans cesse, l'amplitude des déplacements sur ces surfaces augmente. A cette élévation de l'amplitude des déplacements est liée la formation des ruptures, ces aboutissements et prolongements du processus de concentration des déplacements.

Il est maintenant opportun de revenir à la question laissée plus haut en suspens de l'origine théorique des ruptures de cisaillement. On a vu que dans un corps plastique parfait les conditions ne sont pas propices à la formation de rupture car ce corps est capable de se déformer indéfiniment aussitôt que les contraintes ont atteint le seuil d'élasticité.

Pour que la rupture apparaisse, il faut atteindre le seuil de résistance qui pour des corps se détériorant par voie visqueuse est supérieur au seuil d'élasticité. Il est évident que dans ces conditions la limite de résistance ne peut être atteinte que soit par augmentation des contraintes au cours de la déformation, soit, au contraire, par abaissement du seuil de résistance.

Les contraintes ne peuvent s'accroître que si la section du corps plastique diminue au cours de la déformation, la charge externe restant la même. Dans des corps plastiques non parfaits la section diminue au cours de la formation du col. Quand dans la section qui diminue la contrainte atteint le seuil de résistance au cisaillement, on voit apparaître une rupture.

Il existe des corps (principalement des métaux) que la déformation plastique rend plus résistants, c'est-à-dire que leur viscosité augmente. Alors, pour conserver la même vitesse de déformation, il est nécessaire d'augmenter les contraintes en élevant les charges externes. Dans ce cas les contraintes en augmentant peuvent en fin de compte atteindre le seuil de résistance. Enfin, il y a des corps qui au cours de leur déformation voient leur seuil de résistance diminuer progressivement. A ce type de corps appartiennent vraisemblablement les masses rocheuses. L'abaissement de la limite de résistance est conditionné par le fait qu'au cours de la déformation les grains isolés de la roche se déforment différemment en se déplaçant les uns par rapport aux autres, ce qui conduit à un relâchement des liens mécaniques au sein de la roche. On voit apparaître dans cette dernière une multitude de fissures microscopiques entre les grains et la roche « faiblit » progressivement (phénomène de fatigue). En fin de compte le seuil de résistance diminue jusqu'au niveau de la déformation plastique qui aboutit à une rupture. Il se peut que ce dernier mécanisme de détérioration visqueuse est le plus répandu dans les masses rocheuses.

Comme l'accroissement des fissures primitives et la concentration du processus de détérioration affectent tout d'abord certains compartiments et de là s'étendent à d'autres, généralement, autour de la rupture résultante à grand rejet, on observe des zones de fracturation où elle se divise en des ruptures de plus en plus petites et dont le rejet diminue progressivement jusqu'à sa complète extinction dans une zone de déformation plastique continue. Cette zone de dispersion de la rupture correspond à une première phase du phénomène de détérioration où il se présente encore sous une forme dispersée, tandis que le secteur à rupture unique correspond à la phase postérieure de concentration de la détérioration. Autrement dit, la partie centrale et évoluée de la rupture et ses parties dispersées et périphériques possèdent des âges différents.

A la fig. 112 on a représenté le résultat d'une simulation de rupture de cisaillement en compressant un pétrolatum stratifié. On voit distinctement sur le modèle les compartiments mentionnés plus haut de ruptures concentrées et de détérioration dispersée où des grandes ruptures finissent en réseau de fissures de plus en plus petites.

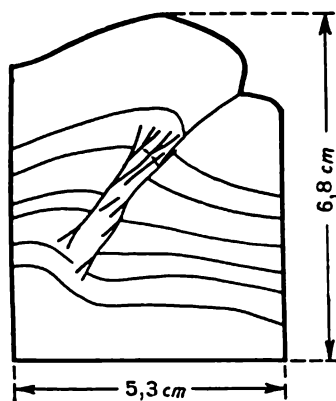


Fig. 112. Simulation d'une rupture de cisaillement dans le pétrolatum. Les flèches montrent la direction de la compression.

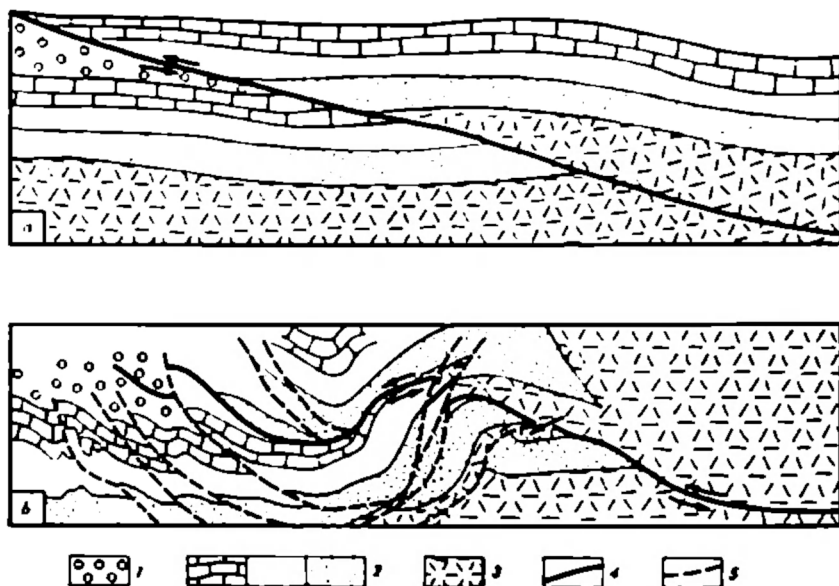


Fig. 113. Faille de chevauchement plissée et tronçonnée par des ruptures postérieures. Les monts Appalaches, Tennessee, États-Unis (d'après Kias):
 a — aussitôt après la mise en place de la faille chevauchante; b — après la déformation postérieure; 1 — Ordovicien; 2 — différentes séries du Cambrien; 3 — granites précambriens; 4 — chevauchement; 5 — ruptures postérieures.

C'est justement en relation avec l'accroissement progressif de la rupture qu'on observe souvent le passage latéral de la faille à la flexure. Ainsi une faille concentrée et de grand rejet suivie en direction et le long de son pendage apparaît divisée en un nombre de plus en plus grand de failles de moindre rejet. De même on voit diminuer et l'amplitude globale des failles. En fin de compte on aboutit à une déformation plastique typique sous forme de flexure. En réalité, considéré sous l'angle temporel, le développement se déroule en sens inverse: d'abord c'est une flexure qui se forme, puis elle est affectée d'une série de petites ruptures qui progressivement se regroupent en une plus grande, enfin c'est une faille de grande amplitude qui apparaît.

D'un intérêt particulier est le cas de ruptures mises en place et se développant *au sein* d'un massif qui dans l'ensemble continue à se déformer plastiquement. Dans ces conditions, par exemple, des ruptures tectoniques de faible pendage peuvent se plisser (fig. 113). Si la rupture croît simultanément à la déformation plastique qui se continue dans le milieu ambiant les différents secteurs de la rupture sont entraînés dans la déformation et se déforment de façon différentielle. C'est ainsi que se forment les ruptures d'étirement en

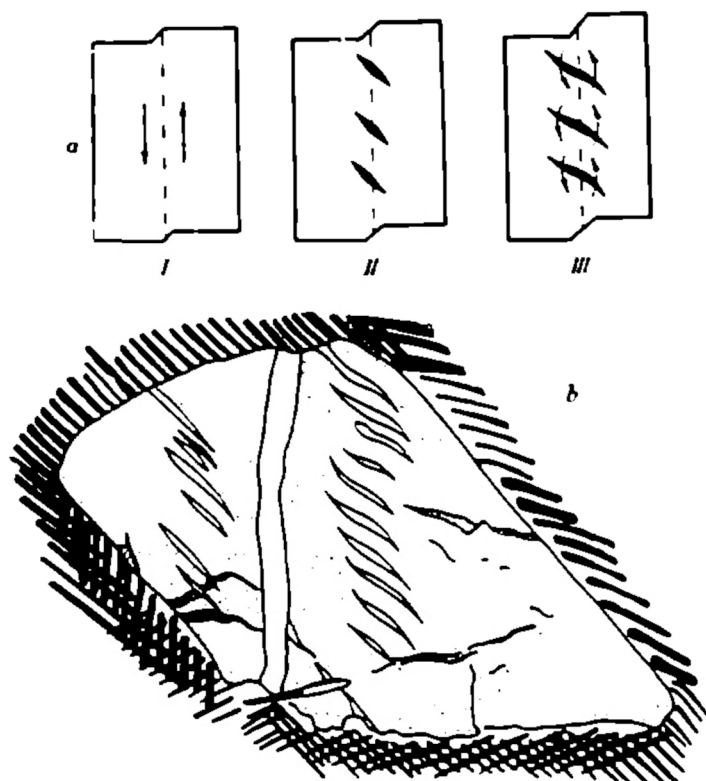


Fig. 114. Mise en place des ruptures d'étirement en S dans la zone de déformation de décrochement en voie de développement;

a — schéma de simulation (d'après M. Gsovski); stades I-II-III (I — stade initial; II — début de mise en place de fissures d'étirement en relais; III — accroissement des mêmes fissures après pivotement de leurs anciennes parties); b — fissures d'étirement en relais de forme en S dans des grès (cours supérieur du Zeravchan).

relais de forme en S dans la zone de déformation plastique de décrochement en voie de développement (fig. 114). Au début, dans la zone de décrochement, apparaissent des petites fissures d'étirement orientées perpendiculairement à l'axe maximal d'extension, c'est-à-dire sous un angle de 45° environ par rapport à la direction du décrochement. Comme la déformation continue, la fissure formée pivote. Mais si elle continue à croître en longueur ses segments nouvellement formés se disposent aussi normalement à l'axe d'extension maximale dont la position est restée inchangée. Par suite les segments plus anciens de la fissure sont tordus davantage que les plus récents, tandis que les segments les plus récents non encore entraînés dans la déformation plastique, ils conservent leur position initiale déterminée par les axes de contraintes.

L'expérience suivante présente un intérêt particulier.

Un bloc d'argile de section rectangulaire a été soumis à une compression le long d'un des axes dans des conditions quand le matériau pouvait s'échapper dans la direction perpendiculaire à l'axe de compression (fig. 115). A un stade assez jeune de la déformation on a observé dans l'argile des fissures de cisaillement qui faisaient

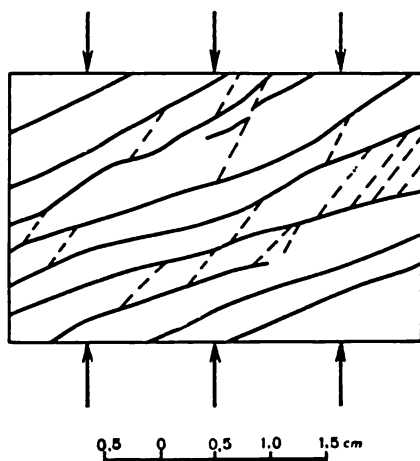


Fig. 115. Pivotement des fissures de cisaillement de première génération et mise en place de fissures de cisaillement de seconde génération. Modèle en argile (d'après T. Heptner).

En lignes continues on a montré les fissures de première génération; en pointillé les fissures de seconde génération. Les flèches indiquent le sens des forces de compression.

un angle d'environ 45° avec l'axe de compression. La déformation se poursuivant, ces fissures se mirent à pivoter, tandis que l'angle formé avec l'axe de compression augmentait. Simultanément le long de ces fissures des déplacements s'effectuaient sous l'action de contraintes tangentielles. Puis un moment arrivait quand le déplacement le long de ces fissures cessait et de nouvelles fissures de cisaillement apparaissaient sous un angle de 45° par rapport à l'axe de compression. Certaines de ces fissures de cisaillement de seconde génération butaient contre les fissures de cisaillement de première génération et découpaient dans la plaque d'argile des losanges (en coupe plane). En continuant de compresser le bloc on provoquait le pivotement des fissures de la première et de la seconde génération jusqu'à

l'apparition de fissures de cisaillement de troisième génération se disposant de nouveau sous un angle de 45° par rapport à la compression et découpant dans les premiers losanges des losanges de dimensions plus petites.

Le mécanisme de ce processus est transparent. Les fissures de cisaillement pivotent sous l'effet de la déformation plastique qui se continue. En même temps les contraintes de cisaillement qui leur sont parallèles diminuent, quant au frottement le long des fissures il augmente avec l'accroissement de l'angle qu'elles font avec l'axe de compression. Il arrive un moment quand la continuation du mouvement le long de la fissure devient plus difficile que la mise en place d'une nouvelle fissure de cisaillement qui apparaît justement sous l'angle initial de 45° par rapport à l'axe de compression, comme l'exige la direction des contraintes de cisaillement maxima-

les. Dans cette série d'expériences concrètes l'angle critique de pivotement de la fissure de cisaillement était un angle de 75° relativement à l'axe de compression. Quand l'angle atteignait cette valeur critique le glissement dans la fissure cessait et une nouvelle fissure se formait sous un angle de 45° .

Il est évident que l'angle critique dépend des propriétés du matériau ainsi que des conditions de l'expérience. On peut présumer que dans un matériau de faible coefficient de frottement interne l'angle critique entre la fissure de cisaillement qui pivote et l'axe de compression soit supérieur à 75° . Mais il ne peut jamais atteindre 90° , car sur une surface disposée perpendiculairement à l'axe de compression les contraintes tangentiels sont nulles et aucun glissement ne peut s'observer le long de la fissure.

On se heurte là à un important malentendu qui durant longtemps a empêché d'interpréter correctement le mécanisme des déformations tectoniques. Il est encore vivace chez certains auteurs traitant de la géologie structurale.

On pensait autrefois que les fissures de cisaillement se formaient dans des matériaux aux propriétés différentes sous des angles variés, et si dans les matériaux rigides (fragiles) l'angle des fissures avec l'axe de compression était de 45° ou inférieur, pour un matériau de plus en plus plastique cet angle augmentait et dans le cas de matériaux les moins visqueux (les plus fluides) approchait de 90° .

Ces conceptions sont fausses. Les fissures de cisaillement se disposent toujours en fonction de la position des surfaces soumises à des contraintes tangentiels maximales. Or, ces surfaces forment un angle de 45° par rapport à l'axe de compression. Les fissures observées dans la Nature s'écartent de cet angle, mais toujours dans le sens de la diminution de l'angle formé par la fissure avec l'axe de compression et jamais dans le sens de l'augmentation. Cet écart de la fissure de cisaillement dans le sens de la diminution de l'angle formé avec l'axe de compression s'explique par des frottements qui se développent le long de la fissure lors de sa mise en place. Comme ces fissures sont dues à des contraintes tangentiels, il se produit toujours pendant leur formation des glissements même très minimes. Le frottement le long de la fissure est fonction de la compression s'exerçant normalement à la fissure. Il est évident que plus l'angle entre la rupture et l'axe de compression est petit, plus la composante normale de l'effort de compression est faible et, par suite, moins le frottement est grand. D'un autre côté, pour que la fissure puisse se former, il faut que les contraintes tangentiels soient suffisantes. Les contraintes tangentiels maximales sont dirigées sous un angle de 45° par rapport à l'axe de compression. Dans des milieux réels il se produit un compromis : la fissure de cisaillement se place sous un tel angle par rapport à l'axe de compression pour que dans des conditions de contraintes tangentiels suffisantes le frottement

puisse être aussi petit que possible. Il est évident que cet angle de « compromis » est toujours inférieur à 45° (par rapport à l'axe de compression).

Les observations montrent que les angles observés entre les fissures de cisaillement et l'axe de compression dans la Nature varient avec le matériau et oscillent entre 20 et 40° en approchant de 45° dans des milieux les plus plastiques.

Si on observe des fissures de cisaillement faisant avec l'axe de compression un angle supérieur à 45° cette situation ne peut s'expliquer que par une déformation plastique postérieure au cours de laquelle les fissures ont pivoté de la même façon qu'auraient pivoté toute inclusion ou toute surface du matériau déformé. Quand l'angle s'accroît jusqu'à la valeur critique et le glissement ultérieur le long de la fissure devient impossible, on voit apparaître de nouvelles fissures se disposant sous un angle identique à celui des fissures de la première génération.

L'enseignement méthodique que l'on peut tirer de tous ces explications est que les fissures de cisaillement observées dans les roches ne se disposent pas obligatoirement par rapport à l'axe de compression sous un angle de 45° ou qui lui est inférieur en formant entre elles un angle droit ou un angle plus petit. Elles peuvent former avec l'axe de compression ou entre elles des angles beaucoup plus grands. Mais ce sera toujours la conséquence des déformations ayant suivi la mise en place des fissures et déterminé leur position. Comme les roches moins visqueuses pour des mêmes contraintes se déforment plus vite que les roches plus visqueuses, il est naturel, après une certaine période d'action de mêmes forces tectoniques sur des roches différentes, que dans les roches moins visqueuses, les fissures de cisaillement subissent des pivotements d'un angle supérieur à celui observé dans des roches plus visqueuses. Cela peut conduire à la fausse conclusion que dans des roches moins visqueuses les fissures de cisaillement se disposent à l'origine sous un angle supérieur à 45° par rapport à l'axe de compression.

La seconde conclusion est que les différents systèmes observés de fissures de cisaillement se recoupant mutuellement ne sont pas nécessairement formés pour une disposition particulière des axes de compression et d'extension. Ils peuvent être mis en place l'un après l'autre au cours de la même déformation et dans le cas de conservation des axes de contraintes principales.

REDISTRIBUTION DES CONTRAINTES AU COURS DE LA DÉFORMATION

Une fois déclenchée la déformation provoque des changements dans le champ des contraintes locales au sein de la roche, même si la nature générale des actions exercées reste inchangée. Cette

redistribution des contraintes est liée aux modifications de la structure interne et de la forme de la roche au cours de la déformation.

Ce phénomène de redistribution se manifeste de façon particulièrement claire en relation avec la formation de fissures dans la roche. On sait qu'avec la formation d'une fissure, les contraintes dans le volume concerné sont levées. Or, en réalité les contraintes ne sont pas complètement levées, elles sont seulement redistribuées: les contraintes sont levées au voisinage des frontières latérales de la

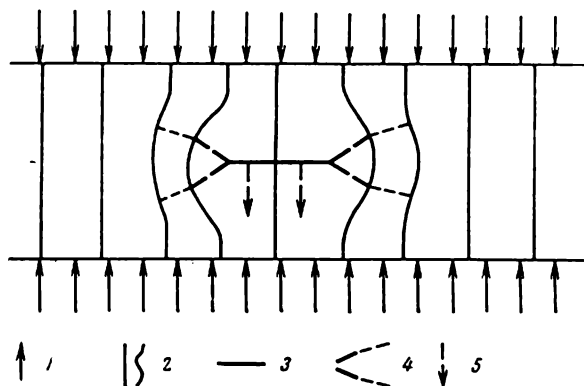


Fig. 116. Courbure de la trajectoire de compression maximale au voisinage de la fissure de cisaillement et modification de la direction de son accroissement; vue en plan (d'après M. Gzovski avec modification):

1 — sens des forces de compression; 2 — trajectoire de compression maximale; 3 — segment initial de la fissure; 4 — direction probable de son accroissement ultérieur; 5 — inclinaison de la fissure.

fissure tout en augmentant dans la zone de ses extrémités pointues. Cette dernière circonstance contribue au développement ultérieur de la fissure qui pour ainsi dire plonge ses pointes dans la roche ambiante. A mesure que la fissure croît, le volume où les contraintes sont levées augmente, et parallèlement s'accroissent les contraintes aux extrémités de la fissure.

La redistribution des contraintes liée à la mise en place des ruptures conditionne le gauchissement des surfaces des ruptures tectoniques. Ce phénomène a été étudié par M. Gzovski. Aussitôt que dans une roche soumise à des contraintes il se forme une fissure locale, la trajectoire des axes principaux de contraintes modifie sa forme ¹⁾. Leur tracé rectiligne devient courbe et tend à contourner la fissure (fig. 116). Les axes de compression et d'extension modifient donc leur direction au voisinage de l'extrémité de la fissure initiale et par

¹⁾ On entend par «trajectoire des axes principaux de contraintes» l'ensemble des directions de chaînons d'axes principaux de contraintes observées en différents points du milieu déformé.

suite l'accroissement de la fissure s'effectue non pas dans le prolongement de la fissure initiale, mais avec un pivotement. C'est ainsi qu'apparaissent les gauchissements des surfaces des ruptures tectoniques. Si à la suite d'une compression une fissure de cisaillement est mise en place dans un certain compartiment, alors, du fait de la courbure mentionnée des axes de compression maximale, son accroissement ultérieur s'accomplira avec une courbure en forme d'arc. Et comme les grandes ruptures sont toujours l'aboutissement

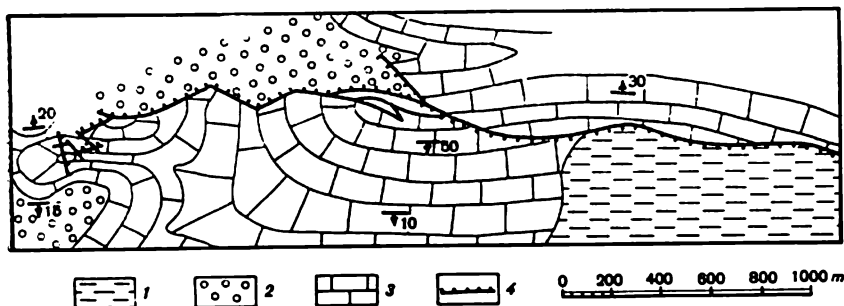


Fig. 117. Gauchissement d'une grande rupture tectonique formée de la réunion de plusieurs ruptures recourbées. Vue en plan. Région du fleuve Bozboutak. Kazakhstan (d'après M. Gzovski).

1 — grès visciens; 2 — grès et conglomérats du Tournaisien supérieur; 3 — calcaires massifs du Tournaisien inférieur et du Famennien; 4 — lignes des grandes ruptures tectoniques (les traits marquent la lèvre affaissée).

de regroupement d'une série de petites ruptures (voir plus haut), elles sont habituellement constituées de plusieurs arcs joints bout à bout ou se recoupant partiellement (fig. 117).

M. Gzovski cite également un exemple de redistribution des contraintes sur la voûte d'un pli convexe de forme ovale (brachyan-ticlinale) au cours de son élévation sous l'effet des forces verticales agissant d'en bas. Puisque la courbure dans le sens transversal est plus accentuée que dans le sens longitudinal et est accompagnée de contraintes d'extension plus fortes, ce sont des fissures longitudinales par rapport au pli qui se forment tout d'abord. Mais la mise en place de ces dernières entraîne la disparition des contraintes d'extension transversale. Dès lors la primauté passe aux contraintes d'extension longitudinale qui sont liées à la courbure de la charnière du pli en direction. A ce stade ce sont les fissures d'étirement transversales qui apparaissent. Un exemple de redistribution des contraintes au cas de formation des fossés tectoniques a été analysé dans le chapitre 7.

INFLUENCE DE LA PESANTEUR

Toutes les déformations tectoniques se déroulent dans le champ de la pesanteur. L'influence directe de cette dernière sur la nature des déformations dépend de la dimension des masses déformées. Elle est importante quand des grandes masses rocheuses sont concernées et, au contraire, insignifiante pour des petites formes structurales constituées de faibles volumes de roches. C'est ainsi qu'une charge importante des roches susjacentes influe sur la nature des déformations. Si un compartiment important de l'écorce terrestre est soumis à une compression horizontale la force de pesanteur empêche la montée des roches vers le haut et favorise l'expansion de la déformation dans le sens latéral sur des grandes distances : au lieu d'un pli unique aigu et élevé il se forme une série de plis écrasés s'étendant sur une large zone. Comme nous le verrons plus loin sous l'influence de la pesanteur de grands volumes de roches peuvent glisser lentement sur des surfaces en pente en formant des structures spécifiques (nappes tectoniques).

La propriété principale de la pesanteur est de constituer une force volumique. Elle agit sur le corps non pas par la surface mais sur chacune de ses particules aussi profondément qu'elles ne soient situées au sein du corps. Par suite, la pesanteur « atteint » tout compartiment de l'écorce terrestre et si les conditions sont propices, elle peut le déformer. Ce compartiment peut être entièrement entouré de roches non déformées ce qui est absolument exclu au cas d'action sur les roches de forces superficielles (par exemple, de pression d'un massif voisin de roches plus rigides). Dans ce cas la déformation est maximale près de la source de pression et s'atténue progressivement à mesure qu'on s'en éloigne.

La déformation provoquée par la force de pesanteur de nature volumique peut se combiner à des déformations mettant en jeu des forces superficielles (externes). On sait que des forces externes de compression longitudinale peuvent produire des plissements de couches se disposant horizontalement. Mais elles peuvent également être la cause de souvent observées ondulations compliquées de plans axiaux des plis, de voûtes en forme de champignons, ainsi que d'autres allures compliquées de plis. Ces complications sont le résultat de superpositions aux actions des forces externes de forces volumiques de gravitation qui ont provoqué l'écoulement des bancs et altéré la forme primitive des plis.

Notons à ce propos qu'il est logique d'appeler « structures d'écoulement » (et par conséquent « plis d'écoulement ») les formes tectoniques qui se sont formées sous l'action prépondérante des forces volumiques.

Le caractère volumique de la pesanteur se manifeste de façon particulièrement nette dans les cas où au sein de l'écorce terrestre

apparaît une « inversion de densité », c'est-à-dire quand des roches plus denses se trouvent superposées aux roches de moindre densité. Ces phénomènes peuvent résulter aussi bien de jeu de processus de sédimentation que de processus métamorphiques et magmatiques. Comme le sel a une densité inférieure à la plupart des autres roches il est souvent recouvert de roches plus pesantes. De même le magma incandescent est en général moins dense que les roches métamorphiques ou sédimentaires qui le recouvrent. Dans ces conditions sous l'action de forces volumiques de la pesanteur les roches plus lourdes en s'enfonçant expulsent les roches plus légères qui tendent à remonter à la surface. Cette circulation verticale du matériau dans l'écorce terrestre au cas où elle a lieu a un rôle essentiel dans l'arrangement de la structure de l'écorce terrestre. Les manifestations les plus frappantes de ce mécanisme sont observées dans les plis diapirs des dômes de sel (voir ch. 5) qui sont le résultat de percements du sel à travers des roches plus lourdes.

Les différentes manifestations de la pesanteur dans les phénomènes tectoniques seront traitées dans la suite de l'exposé.

* * *

En faisant le point de ce chapitre nous pouvons conclure que le mécanisme des déformations des masses rocheuses est de beaucoup plus compliqué que le mécanisme des déformations élémentaires de petits corps homogènes et isotropes.

Les facteurs de complication sont :

a) variabilité des propriétés déformatrices des roches, qui se manifeste même au cours d'une seule déformation ;

b) instabilité des déformations plastiques dans un milieu stratifié provoquant la division en fuseaux des couches ou la production de plissements ;

c) hétérogénéité de la structure des roches qui influe sur la répartition des mouvements dans le matériau des roches ou de leur déformation ;

d) nature différenciée de la répartition de l'application des forces, ce qui conduit à de multiples répétitions de dislocations continues et discontinues de même type au sein d'une grande masse rocheuse ;

e) irrégularité dans la mise en place des déformations s'exprimant, en particulier, dans le développement simultané des ruptures et de l'écoulement plastique ;

f) redistribution des contraintes au cours de la déformation : chaque modification de la forme de la roche, chaque nouvelle rupture introduit des changements dans le champ de contraintes et exerce ainsi une influence sur le cours ultérieur de la déformation ;

g) influence de la pesanteur sur des grandes masses rocheuses.

C'est seulement en tenant compte de tous ces facteurs qu'on peut se représenter les principales particularités des déformations tectoniques. Mais la complexité même des facteurs mentionnés rend difficile l'élaboration d'une théorie valable de ces déformations. Ces dernières ne peuvent être actuellement étudiées que sur le terrain par l'observation des formes structurales réelles simultanément à une simulation de ces formes à l'aide des matériaux équivalents. Ces modèles peuvent être mis en œuvre en tenant compte de nombreux facteurs énumérés sinon de tous et jouent en quelque sorte le rôle de « calculatrices électroniques » qui fournissent cependant des réponses non pas numériques mais visuelles des processus et des formes structuraux étudiés.

Chapitre 11

STRUCTURE DES ASSISES FORTEMENT DISLOQUÉES

Les assises des roches soumises à des déformations tectoniques très fortes se caractérisent par certaines particularités de structure. Ces assises sont affectées de plis isoclinaux dont les charnières sont si écrasées qu'il est difficile de les distinguer. Il se forme des clivages qui masquent la stratification. Dans la zone de fortes dislocations on observe de grandes dislocations de nature spécifique, telles les nappes tectoniques, ou les « mélanges » mécaniques. Des complications structurales importantes sont souvent le résultat du jeu de déformations successives de directions et de types différents affectant les mêmes séries de roches.

La structure des assises fortement disloquées se caractérise généralement par le développement poussé de petites déformations : plis, ruptures, écrasements et gonflements de bancs, etc. Les dimensions de ces déformations peuvent varier de quelques centimètres à des dizaines de mètres. Fréquemment la roche est affectée dans sa masse entière par des petites déformations témoignant ainsi que cette dernière a été soumise à un champ de contraintes de distribution fort compliquée.

Dans l'étude de la structure de ces assises fortement disloquées on est souvent obligé d'accorder une grande importance (sinon un rôle prépondérant) à ces petits plis et ruptures. Car, c'est en premier lieu, en analysant ces formes structurales minimales et en excluant leur influence, qu'on peut espérer comprendre la nature des grandes structures de base. En second lieu, l'étude des petites structures permet de reconstituer l'enchevêtrement des contraintes et des déformations en différents points de l'assise. Enfin, il y a un autre argument de poids qui pousse à l'étude minutieuse de ces formes structurales minimales. Par suite de la singularité du mécanisme de développement de très grandes et multiples déformations des assises stratifiées, il est quelquefois impossible de dégager les grandes structures dont l'existence n'est révélée que par quelques restes identifiables d'après les formes structurales minimales. C'est ainsi que par suite d'une forte compression les plis deviennent isoclinaux, leurs flancs se disposent parallèlement et le géologue, à première

vue, ne distingue qu'une disposition monoclinale des bancs. Si la composition lithologique des roches est homogène, il est facile d'interpréter ce pli monoclinale comme étant constitué d'une séquence ininterrompue de couches. Or dans ce pli monoclinale il peut s'observer des replis de couches constitués de charnières isolées de petits anticlinaux et synclinaux. Comme les dimensions latérales de ces charnières ne sont que de l'ordre de quelques centimètres on peut croire que ce ne sont que des incidences de petits accidents locaux se superposant à la forme monoclinale. Mais si on arrive à suivre les lits affectés de ces plissements sur des grandes distances on constatera qu'ils sont des restes de plis beaucoup plus importants. Et il apparaît que le pli monoclinale étudié n'est en réalité qu'un entassement serré de nombreux plis isoclinaux aux multiples séquences de la même série de couches.

On a souvent été induit en erreur en interprétant la structure géologique sans tenir compte des formes structurales minimales considérées comme des accidents de peu d'importance sur le fond des grandes structures. Il est évident qu'une partie de ces structures minimales n'ont qu'un rôle secondaire dans l'édification de la structure vue à grande échelle. Quant à l'autre partie de ces structures minimales elle joue au contraire un rôle important pour la compréhension de l'arrangement général des masses rocheuses à grande échelle. Pour apprécier le rôle de telle ou telle structure minimale il est nécessaire de les étudier.

Des fortes déformations se rencontrent tout particulièrement dans des séries anciennes (antécambriennes) de roches métamorphiques. Mais elles peuvent également être observées dans des roches beaucoup plus jeunes qui n'ont pas subi de fortes transformations métamorphiques.

On n'a pas encore étudié suffisamment en Union Soviétique les différentes particularités des fortes dislocations. En cette matière une riche expérience a été acquise au Canada, en Angleterre et en Suisse.

PLISSEMENTS FORTEMENT COMPRESSÉS

Sous l'effet d'une compression dirigée parallèlement aux couches, ces dernières forment des plis de flexion longitudinale. On suppose dans ce cas qu'à l'origine les couches gisaient horizontalement et que les forces de compression qui les ployaient étaient également dirigées horizontalement. Au début les plis présentent de faibles courbures mais progressivement les couches plissées s'élèvent de plus en plus et les plis deviennent de plus en plus aigus. Si les forces de compression restent horizontales, la nature de leur action sur les couches varie à mesure que la pente de ces dernières augmente. Plus la pente est raide, plus elles sont écrasées sous l'action des forces horizontales de compression.

En même temps on voit se modifier la forme des couches et l'angle de leur pendage. La diminution de leur épaisseur s'accompagne d'un allongement correspondant. Les roches sont refoulées des flancs vers les charnières des anticlinaux et des synclinaux en exhaussant les plis. Une construction géométrique simple (fig. 118) montre qu'avec le rétrécissement des dimensions horizontales de la série ployée et l'augmentation de ses dimensions verticales les couches acquièrent un pendage de plus en plus accentué. On voit sur le dessin

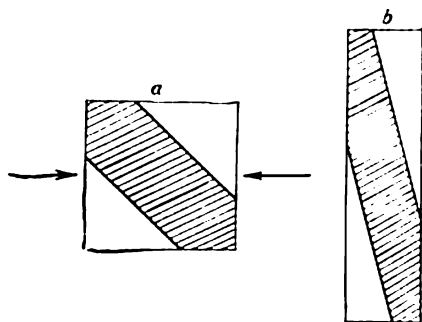


Fig. 118. Allongement et variation de l'angle de pendage de la couche inclinée au cours d'une compression horizontale (schéma):

a — position initiale de la couche; *b* — après le rétrécissement horizontal et l'allongement vertical de 100 %.

que les couches qui avaient à l'origine une pente de 45° (fig. 118.a) après une compression horizontale de 100 % et un allongement identique dans le sens vertical se disposent suivant une pente de 75° , l'épaisseur de la couche diminuant dans ce cas de 1,4 fois (fig. 118.b). Après une compression de 200 % (cet ordre de grandeur de la déformation est habituel dans des séries fortement disloquées), l'angle de pente s'accroît jusqu'à 87° , c'est-à-dire que pratiquement les couches deviennent verticales. Par conséquent, au cours d'une compression horizontale les plis s'accroissent en hauteur, tandis

que le pendage des couches devient vertical et cette disposition est le résultat non pas du ploiement des couches, mais de leur écrasement et de l'écoulement du matériau dans le sens vertical.

Dans le cas considéré on a supposé que la viscosité de la couche étudiée est la même que celle du milieu environnant et que la couche se déforme de la même façon que ce dernier. Si au contraire la couche est plus visqueuse (c'est-à-dire est moins fluide) que le milieu environnant, elle ne pourra pas s'adapter régulièrement à la déformation plastique du milieu et son allongement conduira à la formation de fuseaux ou de boudins suivant le mécanisme décrit dans le chapitre précédent. L'étirement en fuseaux et le boudinage sont des phénomènes typiques des fortes dislocations de séries stratifiées.

Dans les intervalles entre les boudins s'insèrent le matériau plastique des couches voisines. La séparation des boudins est quelquefois si forte qu'à la place de l'ancienne couche continue de roches rigides on ne trouve que des blocs isolés les uns des autres et noyés dans le matériau meuble des roches avoisinantes.

Le même phénomène de transfert du matériau des flancs vers les charnières conduit à la mise en place au sein de ces dernières de

plus petits « plis déferlants » du style dysharmonique (voir fig. 45).

Dans les séries de fortes dislocations on rencontre des plis dysharmoniques de dimensions les plus variées de dizaines de mètres à des plissotements très fins avec des plis de 1 à 2 cm qui se superposent mutuellement.

Le plissement, l'écrasement et l'accroissement de l'angle de pente des couches conduit à ce que les plans axiaux des plis isolés, se disposant à l'origine de façon différente dans l'espace, occupent de plus

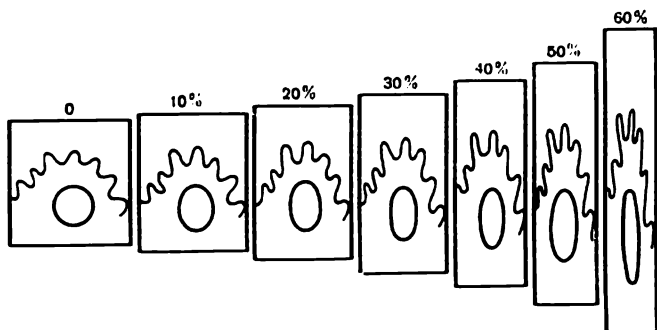


Fig. 119. Expérience avec un matériau élastique montrant les variations de forme et de disposition mutuelle des plis au cours d'une déformation compression-extension croissante (d'après E. Patalakhé). Les dimensions de la déformation sont indiquées en pourcents.

en plus une position mutuellement parallèle. Les modifications dans la configuration des plis commencent à s'observer déjà à partir d'une compression de 20 à 30 % (fig. 119).

Le stade final de l'évolution des plis au cours du processus de leur écrasement de plus en plus accentué est la transformation en des plis isoclinaux. Quelle que soit sa forme originelle le pli commence à devenir isoclinal dès que la compression atteint 50 à 60 %.

Une série ployée en des plis isoclinaux se caractérise par une disposition monoclinale des couches. Dans ces conditions la détermination de l'angle d'inclinaison de la couche sur les flancs ne permet pas de distinguer les anticlinaux et les synclinaux isolés, car toutes ces déterminations donnent des résultats identiques ou très approchés. Et si même des différences sont observées dans la disposition des couches, elles ne permettent pas de conclure qu'elles correspondent à des différences de disposition des flancs opposés de tel ou tel pli : ces différences peuvent témoigner seulement d'un écrasement irrégulier de certaines couches dont l'aboutissement est souvent la transformation des plis isoclinaux en des plis en éventail (fig. 120).

La véritable nature d'une structure ainsi que la disposition des plis anticlinaux et synclinaux dans le cas d'un plissement isoclinal

ne peuvent être déterminées que sur la base des relations stratigraphiques entre les couches au cas où la stratigraphie de ces dernières est bien connue. Or fort souvent dans le plissement isoclinal sont entraînés des paquets entiers de couches qui ne se prêtent pas à des divisions stratigraphiques. La situation devient encore plus compliquée, si la série plissée est composée de roches homogènes.

Au cas où la division stratigraphique et même la division lithologique de la série affectée de plis isoclinaux se révèlent impossibles,

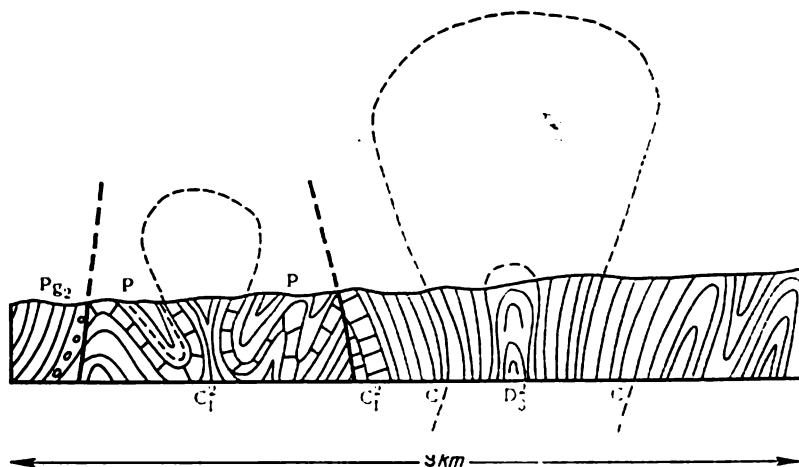


Fig. 120. Plis isoclinaux et en éventail mis en place dans le noyau du plissement d'injection complexe de Kadarline (Arménie du Sud). Relevé schématique (d'après A. Vartanian).

pour la séparation des plis on doit rechercher leurs charnières, c'est-à-dire les points d'incurvation des plis et de passage d'un flanc à l'autre. Tant que les plis isoclinaux ne sont pas trop écrasés, on arrive facilement à reconnaître les charnières. Mais à mesure que l'écrasement augmente, les charnières s'aiguisent de plus en plus et l'incurvation y occupe de moins en moins de place. La recherche des charnières devient une entreprise ardue qui n'est pas toujours couronnée des succès : de nombreuses charnières peuvent échapper à l'investigation. De plus, comme on l'a déjà noté, il faut avoir en vue qu'une petite incurvation observée dans un échantillon de roche, dont les dimensions ne dépassent pas quelques centimètres, peut être l'écho d'un grand pli affectant des séries d'une épaisseur de plusieurs centaines de mètres.

L'écrasement d'assises affectées de plis isoclinaux peut conduire au refoulement complet de complexes entiers sur des grands espaces. Or les couches restées en place conservent leur disposition parallèle

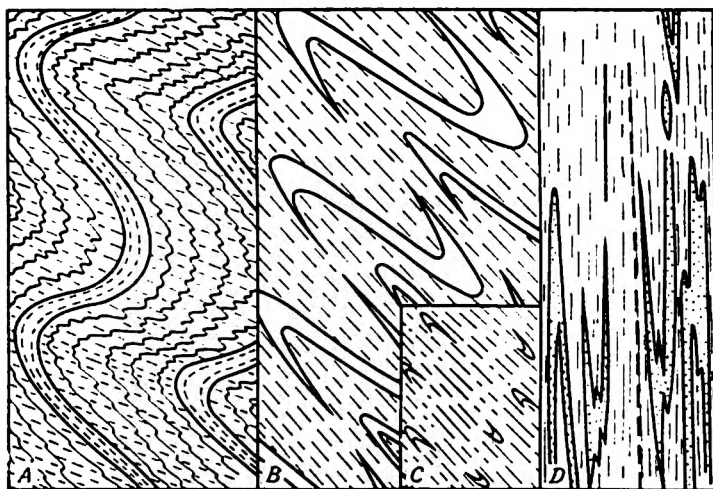


Fig. 121. Plissement fortement écrasé. Schéma montrant la modification des plis représentés sous forme de bancs de grès insérés entre des schistes argileux par écrasement graduel (d'après King et Rast). A, B, C, D, les différents degrés d'écrasement.



Fig. 122. Plis isoclinaux couchés et tronçonnés au milieu des gneiss. Presqu'île de Kola (photo de T. Heptner).

et il n'est pas toujours possible de déceler la disparition d'une partie de complexes. L'écoulement du matériau dans le sens perpendiculaire à la compression rompt les liens unissant les flancs des plis aux charnières et conditionne une structure très typique en gisement monoclinale se présentant en couches étirées en fuseaux et en boudins au milieu desquelles on trouve disséminés des tronçons de charnières en forme de lentilles incurvées (fig. 121 et 122). Ces restes de charnières « en crochets » montrent qu'il ne faut pas toujours se fier à une disposition monoclinale : en réalité elle cache un plissement isoclinal.

Sur la fig. 121 on voit également que dans des plis isoclinaux fortement écrasés la disposition générale des couches ne correspond absolument pas à celle qui à première vue se présente à l'observation dans les flancs. Les couches ayant subi de multiples incurvations s'allongent dans l'ensemble en bandes transversales à la disposition apparente de toute la série.

En conclusion notons que dans les plis isoclinaux la disposition des plans axiaux et des charnières peut être quelconque : des plis verticaux aux charnières horizontales, jusqu'aux plis couchés aux charnières également horizontales et aux plis aux charnières verticales.

Les plis dysharmoniques de différents ordres de grandeur rencontrés simultanément peuvent avoir des orientations diverses dans l'espace ; leur étude permettra de reconnaître le sens des transferts du matériau dans des couches différentes ainsi que leurs différents compartiments.

Divers auteurs ont souvent noté que la forme des microplis rappelle celle des plis d'ordre de grandeur plus grand qu'ils compliquent. Il est donc recommandé d'utiliser ces microplis à la bonne compréhension de la structure en grand. On ne peut cependant affirmer que cette position est toujours juste. Dans chaque cas elle doit être vérifiée sur des nombreux exemples.

CLIVAGE

Dans des séries fortement disloquées on voit se développer des clivages. On appelle clivage la propriété des roches de se diviser en minces feuilletés parallèles. Cette propriété est surtout propre aux roches argileuses qui se transforment par clivage en schistes argileux et en phyllades. Dans des roches à gros grains et dures, tels les grès, le clivage est rarement observé. C'est ainsi qu'à côté des schistes argileux clivés on peut rencontrer des grès ou des calcaires ne présentant aucune trace de clivage. Si, néanmoins, le clivage affecte des roches dures, l'épaisseur des feuilletés de clivage est différente : si dans le cas des schistes argileux l'épaisseur des feuilletés atteint des fractions de millimètre ou 1 à 2 millimètres au plus, dans le cas

de grès (s'ils sont clivés), ces feuillets se situent à des distances plus grandes, de l'ordre de plusieurs millimètres ou même de centimètre et dizaines de centimètres. Une observation minutieuse de la forme de ces feuillets de clivage montre qu'ils se présentent en lentilles d'un diamètre atteignant des dizaines de centimètres pour une épaisseur ne dépassant pas dans le cas des schistes argileux 1 à 2 mm.

Dans des séries épaisses de schistes argileux le clivage est parallèle au plan axial du pli (fig. 123). Par suite, si le pli n'est pas isoclinal, le clivage recoupe les couches aussi bien dans les charnières que sur les flancs. Au cas d'un pli isoclinal il recoupe les couches dans les charnières et leur est parallèle sur les flancs. Dans des plis ouverts on peut utiliser ce parallélisme du clivage au plan axial pour la distinction d'une couche de gisement normal de celle de gisement renversé. Si le clivage recoupant les couches a une pente supérieure à celle des couches, il y a des fortes chances que le gisement est normal. Si, au contraire, la pente des joints de clivage est plus douce que celle des couches, on est en droit de penser que les couches sont en position renversée.

Un clivage très intensif, surtout s'il affecte des séries ne présentant pas de grandes diversités lithologiques, masque les joints de stratification. Ces derniers peuvent ainsi devenir difficilement reconnaissables et quelquefois même complètement indiscernables. Quand on étudie des séries affectées par un clivage, il faut éviter de le confondre avec la stratification, surtout sur les flancs des plis isoclinaux où la distinction est ardue.

Si la série est composée de couches de roches très différentes tels les schistes argileux et les grès grossiers, on peut alors observer dans la zone de contact des schistes argileux et des grès ou des calcaires des faisceaux de joints de clivage convergeant vers des rares joints de la couche dure. En même temps, avec le passage d'une couche plus tendre à une couche plus dure, on observe une *réfraction du clivage*. On a déjà noté que dans des séries épaisses de schistes argileux le clivage est parallèle au plan axial du pli. Dans des fines passées de schistes argileux il s'écarte d'habitude de cette position et prend une *position renversée en éventail*. Le clivage observé dans ce cas sur les deux flancs du pli converge vers le haut dans les anticlinaux et vers le bas dans les synclinaux. Dans des couches dures où les joints de clivage s'espacent, ce dernier acquiert une *allure en éventail de nature directe*: il diverge vers le haut dans les anticlinaux et converge vers le haut dans les synclinaux. C'est ainsi qu'avec le passage



Fig. 123. Clivage parallèle au plan axial du pli dans une série épaisse de schistes argileux (schéma).

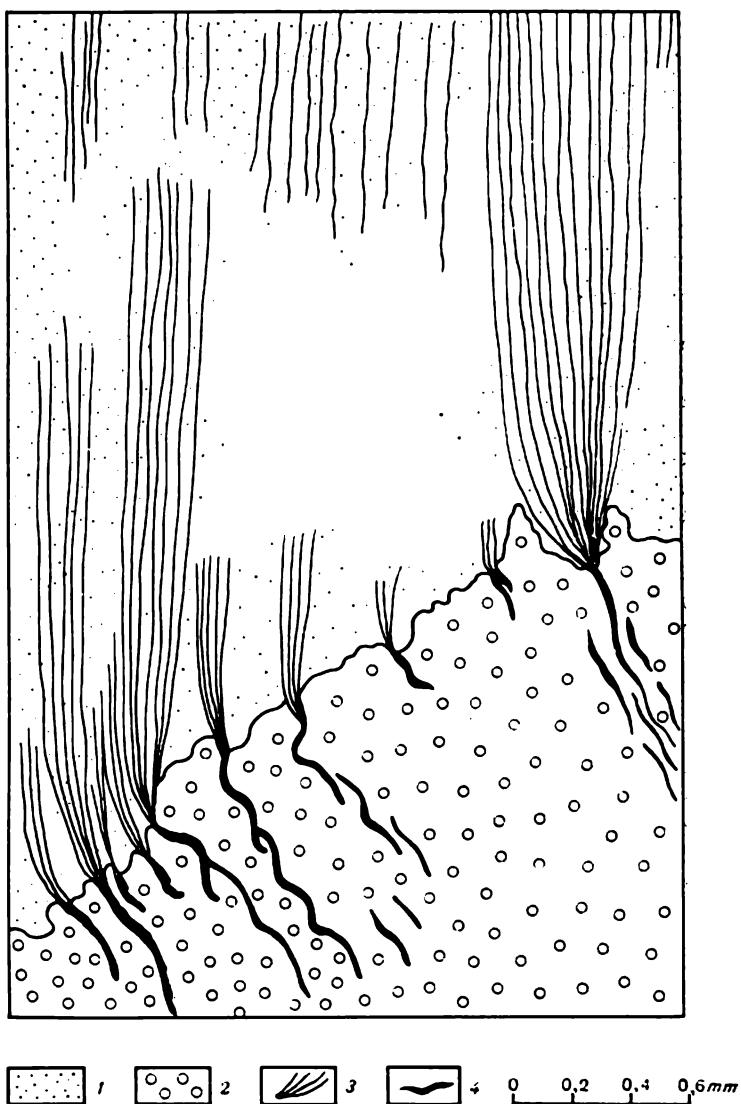


Fig. 124. Concentration et réfraction du clivage dispersé au cours du passage des schistes argileux aux grès massifs (microrelief) d'après N. Lébedéva.
 1 — schistes argileux; 2 — grès; 3 — clivage dans les schistes; 4 — clivage grossier dans les grès.

d'une couche à l'autre on observe aussi bien des variations de fréquence que des brisures des joints de clivage (fig. 124).

Un clivage espacé dans des couches dures peut s'exprimer par des fissures incurvées divisant la couche en lentilles. Ces lentilles qui coupent les couches dans le sens vertical ou obliquement portent le nom de « mullion structure » (structure en baguettes verticales). Dans l'intervalle de ces « baguettes » peut s'insinuer le matériau argileux des couches voisines. Ceci conduit à une séparation des « baguettes »; au lieu d'une couche continue de grès ou de calcaire, on observe un échelonnement de lentilles verticales ou fortement inclinées « noyées » dans une masse argileuse (fig. 125). La différence entre cette structure en baguettes et les fuseaux et boudins décrits précédemment réside dans le fait que les baguettes coupent la couche sous un angle aigu, tandis que les fuseaux et les boudins formés au cours de l'étirement de la couche se disposent parallèlement à celle-ci.

La ligne de séparation du clivage avec la couche est marquée par des rides étirées, des brèches ou des gradins sillonnant la surface de la couche.

Le macroclivage apparaît distinctement sur des roches altérées sous forme de fissures et de brèches, de même que de surfaces plates marquant les points de détachement des fragments de roche.

Vu sous le microscope un clivage bien développé dans des schistes argileux s'exprime par l'orientation des micas de chlorite et de quelques autres minéraux plats : les écailles de ces minéraux s'orientent dans la même direction parallèlement les unes aux autres. Là où ces parcelles contournent des grains de quartz plus durs, elles s'incurvent quelque peu. La polarité des micas est celle du clivage. Les surfaces de clivage observées à l'œil nu dans des déchaussements sont des synthèses de multiples rangées et lentilles d'écailles de mica orientées décelées au microscope.

On distingue habituellement le « clivage de flux » et le « clivage de fracture ou de cisaillement ». Le premier est un débitage en feuil-

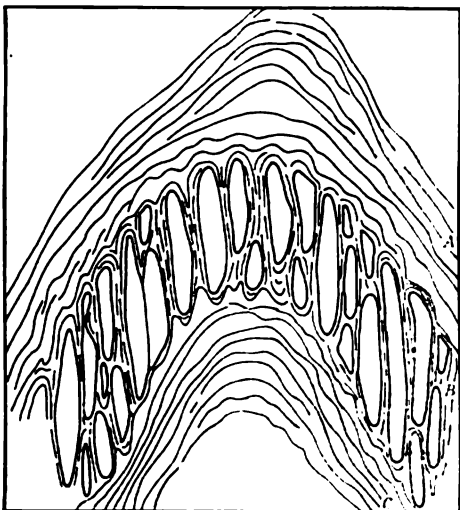


Fig. 125. Mullion structure (schéma).

A, C — schistes argileux; B — banc de calcaire étiré en fuseaux entre lesquels s'est inséré le matériau argileux des couches voisines.

lets très fins observé dans des schistes argileux, le second un débitage plus grossier et plus rare des roches massives (grès, calcaires).

Le clivage de flux typique acquiert sous le microscope une allure de micas, de chlorites ou autres minéraux plats orientés parallèlement dans toute la masse de la roche.

Ce clivage est certainement le résultat de l'action de pression dans la direction perpendiculaire aux plans de clivage. Toutes les inclusions de la roche dont la forme originelle est connue sont déformées dans la roche clivée de la façon suivante : l'axe de rétrécissement maximal est dirigé perpendiculairement au plan de clivage,



Fig. 126. Plis ptygmatiques affectant des passées d'aprites englobées dans la masse des schistes argileux (d'après de De Sitter).

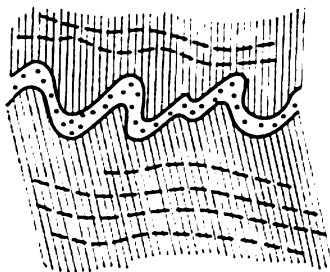


Fig. 127. Substitution du plissement par un clivage (d'après Scholtz).

Les couches tendres (traits interrompus) sont clivées et faiblement plissées. Le banc dur (points) n'est pas clivé et est affecté de plis.

tandis que les axes moyen et de l'allongement maximal se disposent dans le plan de clivage. Ces inclusions peuvent être représentées par des oolithes, des concrétions, des fossiles.

Un autre témoignage de l'action des pressions dans le même plan est fourni par la recristallisation des micas et de quelques autres minéraux, qui leur communique une structure plane. La recristallisation sous l'effet de la pression agit en vertu du principe de Riecket selon lequel la croissance des minéraux s'effectue dans la direction perpendiculaire à l'axe de compression maximale. Puisque les micas s'orientent dans le plan de clivage, on a là une indication du lien entre ce dernier et la pression agissant normalement à ce plan.

On arrive à des conclusions identiques en étudiant les *plis* dits *ptygmatiques*. Si une série clivée des schistes argileux est coupée par des fines veines, par exemple, de quartz, d'aprite ou de pegmatite dans la direction perpendiculaire aux joints de clivage ou sous un angle suffisamment grand, cette dernière se trouve alors affectée de nombreux petits plis dont les plans axiaux se disposent dans le plan de clivage (fig. 126). Cette disposition est celle justement des plis

ptygmatisques¹⁾. Leur mise en place s'est réalisée dans des veines ayant existé avant le clivage et ces ondulations sont le fait des rétrécissements dans la direction normale au clivage qui dans les schistes argileux encaissants a entraîné dans toute la masse de la roche un écrasement et une structure plane des minéraux.

Comme l'écrasement longitudinal et la structure plane des veines n'ont pu se réaliser du fait de leur composition minéralogique et de leurs propriétés mécaniques ces veines se sont plissées sous l'action de la compression. Or dans les roches encaissantes la même compression a abouti à un clivage. Cette substitution du clivage par des plis s'observe également non seulement dans les veines, mais aussi dans les lits sédimentaires normaux : les lits de clivage moins nets sont affectés de plis dysharmoniques, tandis que dans les lits fortement clivés ces plis sont absents (fig. 127). C'est le cas d'alternance de roches de viscosité différente qui a été étudié au chapitre précédent (voir page 195, fig. 106). Pour une compression longitudinale les couches plus visqueuses se plissent, quant à celles qui sont moins visqueuses, elles se déforment plutôt suivant la voie d'un écrasement régulier. Dans ce cas (fig. 127) la déformation par écrasement plus ou moins régulier d'un milieu peu visqueux se manifeste sous la forme d'un clivage.

Les plis ptygmatisques des veines permettent de mesurer l'intensité de la compression qui a conduit au clivage. Les mesures effectuées montrent que le clivage est provoqué par une compression (écrasement) des séries de l'ordre de 2 à 3 fois (200 à 300 %). L'écrasement de la série dans la direction perpendiculaire au clivage doit naturellement s'accompagner d'un allongement de même grandeur dans le plan du clivage.

La structure plane des minéraux dans le plan du clivage s'accompagne habituellement d'un allongement linéaire dans le sens perpendiculaire à la charnière du pli. Par conséquent en cas d'écrasement l'allongement principal suit la direction verticale, si la charnière du pli occupe une position quasi horizontale, et la direction horizontale pour une charnière verticale du pli.

On rencontre cependant dans la Nature des clivages qui à l'œil nu ne se distinguent pas du clivage de flux typique mais dont la structure microscopique est d'une allure différente. Dans ce clivage la structure plane des micas ainsi que d'autres minéraux ne constitue pas de trame régulière mais se concentre en des bandes étroites. En suivant la disposition des microcouches de la roche on constate que dans l'intervalle de ces bandes les microcouches conservent une disposition propre à l'ensemble du compartiment, tandis que dans les bandes

¹⁾ On peut donner ici un exemple de curiosité terminologique : « ptygma » en grec veut dire « pli ». Par suite, littéralement plis ptygmatisques signifient « plis plissés ».

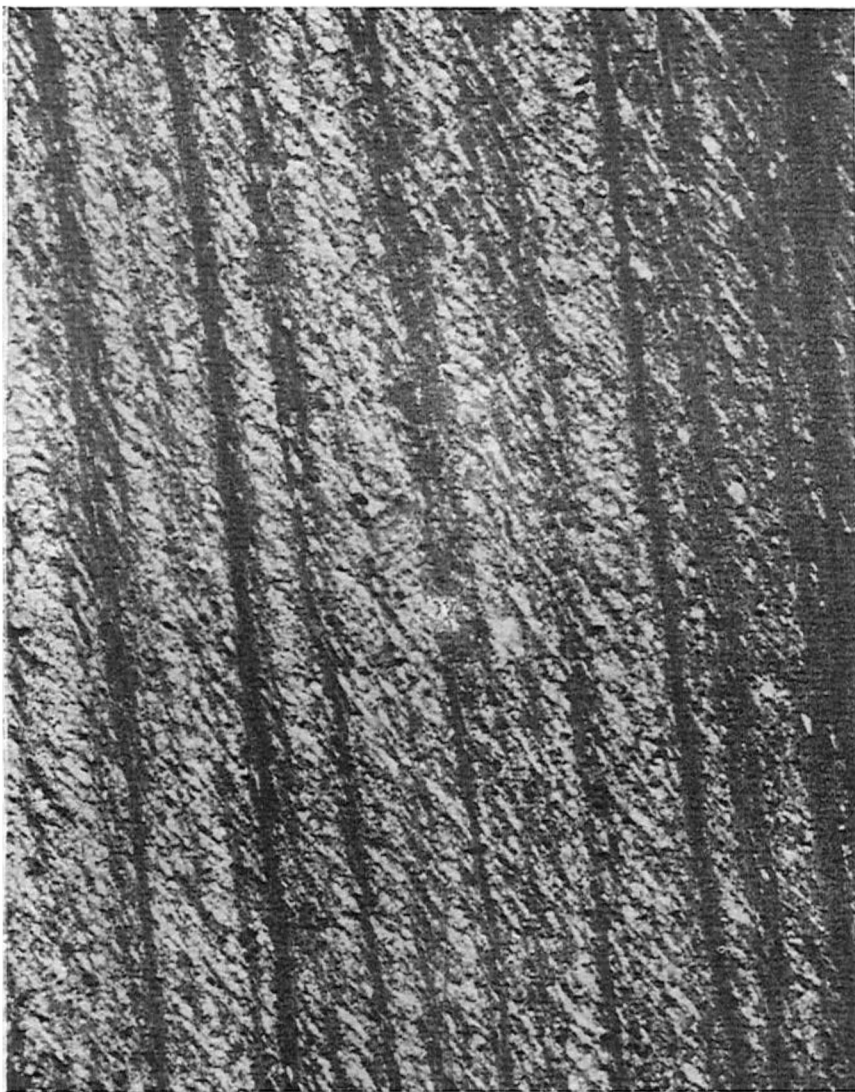


Fig. 128. Linéation d'un clivage de glissement vu au microscope (d'après N. Lébedéva).

Schistes argileux avec des grains de quartz. Les lits s'étirent de la partie supérieure gauche vers la partie inférieure droite du dessin sous un angle de 45° . Dans les bandes sombres du clivage on note des flexures affectant les lits.

étroites ayant subi une plus forte déformation, elles forment des flexures microscopiques fortement étirées (fig. 128). Ces bandes déformées apparaissent de préférence au voisinage des grains de quartz durs et après avoir parcouru une certaine distance finissent en coin pour laisser la place à d'autres bandes de même nature se disposant en échelons. Des passées plus dures ainsi que des veinules de quartz ou de calcite traversant la roche forment au sein des bandes déformées des flexures identiques à celles des microcouches et sont soumises comme ces dernières à l'étirement.

Toutes ces particularités de structure montrent que la mise en place de ce clivage est due non pas tellement à des actions de pression que plutôt à des glissements de feuillets (d'une épaisseur de quelques fractions de millimètres ou de quelques millimètres) les uns sur les autres. C'est pourquoi un tel clivage peut être appelé *clivage de glissement*. Apparemment il se développe à la périphérie des domaines clivés et constitue la transition entre un clivage de flux typique affectant toute la masse rocheuse et des séries non clivées. Comme le clivage de flux il est parallèle aux plans axiaux des plis.

Quant au clivage de fracture observé dans des roches massives et rigides, ses surfaces présentent des courbures concaves aux bords irréguliers. L'ouverture de ces cavités même si leurs dimensions n'atteignent que quelques millimètres montre que le clivage de fracture est en relation avec l'extension de la roche. Mais on observe également des déplacements longitudinaux des parois de la cavité les unes par rapport aux autres. Il faut toutefois souligner que les clivages de flux et de glissement sont liés par des transitions progressives au clivage de fracture. Si, par exemple, dans un paquet de couches, les grès grossiers passent progressivement à des grès plus fins, puis à des schistes argileux, alors dans les limites de ce paquet on observe une augmentation progressive de la fréquence et de la finesse du clivage, ainsi qu'une modification graduelle de la position du clivage par rapport au plan axial : le clivage à allure en éventail des grès grossiers tout en s'incurvant de plus en plus tend à occuper une position parallèle au plan axial (fig. 129).

Le problème de l'origine du clivage est une longue histoire et il est toujours loin d'être résolu. Il est évident que le clivage de flux débitant toute la masse de la roche est dû à l'action des pressions écrasant la roche suivant l'axe dirigé perpendiculairement au plan de clivage. Comme le clivage de flux est parallèle aux plans axiaux des plis il est évident que la même pression a engendré le clivage et a plissé les couches. D'où un lien direct unissant le clivage de flux au phénomène de plissement, ainsi que la substitution du clivage aux plissements dans des séries différentes. Le clivage de flux ne se rencontre pas dans les séries affectées de faibles plissements. Il ne s'observe que là où le plissement a été suffisamment intense. On souligne également que pour la formation du clivage une forte pression

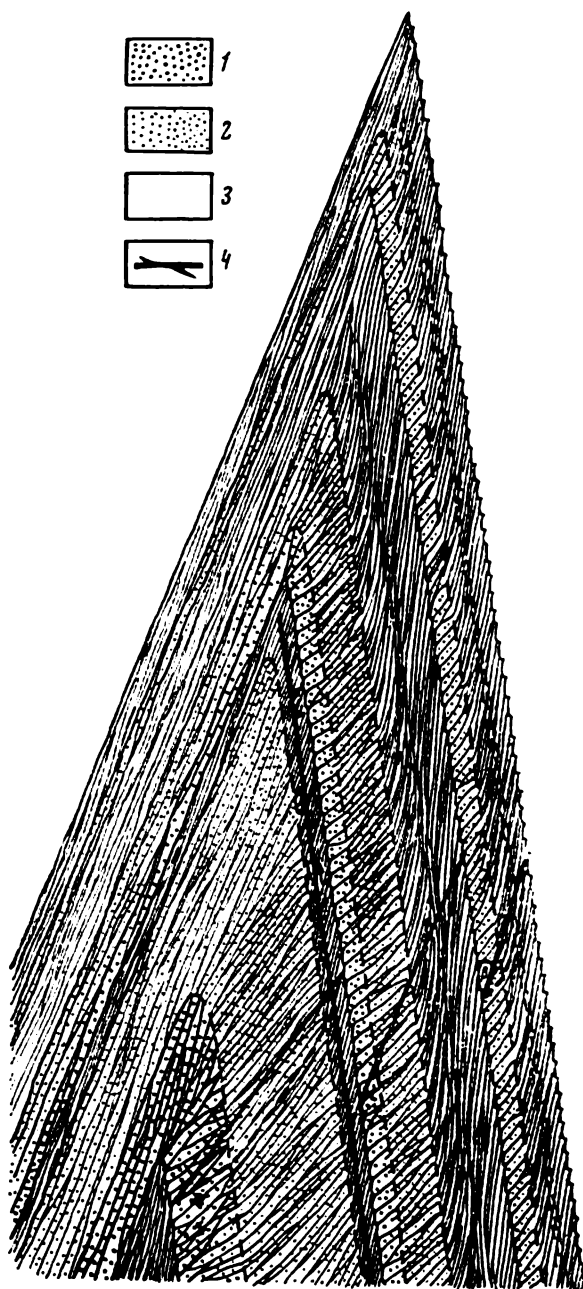


Fig. 129. Clivage dans un plissement affectant des couches de roches différentes (d'après M. Gontcharov):

1 — gravelites et grès grossiers; 2 — grès à texture fine; 3 — schistes argileux; 4 — miroir de glissement à remplissage de quartz. On note des degrés variés de réfraction du clivage dans les roches différentes.

hydrostatique est indispensable qui ne peut être atteinte qu'à des profondeurs de plusieurs kilomètres. Ajoutons qu'un rôle important est joué par des hautes températures qui peuvent monter à 150-200°. Tous ces facteurs : forte pression hydrostatique et haute température cumulées à une compression uniaxiale conduisant à un écrasement, contribuent à une recristallisation de la roche argileuse (de plus cette recristallisation est orientée) et à une transformation de l'argile en schiste argileux ou en phyllade.

Pour expliquer l'origine des clivages de glissement et de fracture l'auteur du présent ouvrage émet une hypothèse dont les principaux points sont exposés dans ce qui suit, tout en soulignant qu'elle est loin d'être démontrée.

Si une série très épaisse est soumise à une compression, elle se déforme de façon régulière et on voit se former par recristallisation sous pression orientée un clivage de flux affectant toute la masse de la roche.

Si dans les séries argileuses se trouvent intercalées des couches suffisamment épaisses de roches plus visqueuses : grès, calcaires, etc., alors ces dernières se tordent en plis. Dans ce cas, le matériau argileux n'est pas seulement écrasé, mais il est aussi déplacé de la façon montrée à la fig. 130. Il est facile de voir que ces déplacements sont en rapport avec les déformations de décrochement au sein des roches argileuses. Les décrochements sont dirigés parallèlement aux plans axiaux des plis.

Nous savons déjà que les déformations plastiques, y compris les déformations de décrochement, sont instables et que l'écoulement régulier et diffus tend à être remplacé par un glissement concentré le long des plans discrets. Ces plans sont justement constitués dans le clivage de glissement par les bandes de flexures.

C'est ainsi que si le clivage de flux affectant toute la masse de la roche n'apparaît qu'au cours d'une simple déformation engendrée par des pressions uniaxes, le clivage de glissement est le résultat de superposition réciproque de deux déformations : d'une compression uniaxe et d'un décrochement parallèle aux plans axiaux des plis.

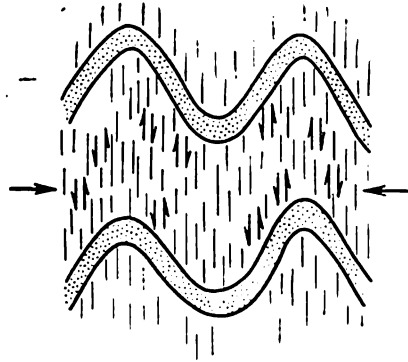


Fig. 130. Mise en place de la déformation de décrochement dans une assise argileuse à passées de roches plus dures affectées de plissements.

On a montré par des hachures verticales les roches argileuses; par des points les roches dures. Les grandes flèches indiquent l'axe de compression entraînant l'écrasement des argiles et le plissement des lits durs. Les petites flèches marquent le sens des décrochements au sein de l'assise argileuse.

Il est logique de prévoir qu'avec l'augmentation de l'intensité de la déformation, les bandes de flexures s'étendront aux nouveaux compartiments des zones tranquilles et le clivage de glissement passera progressivement à un clivage de flux affectant toute la masse rocheuse.

Le clivage de fracture doit par ailleurs être relié aux étirements des lits plus visqueux enrobés dans une série argileuse plus fluide

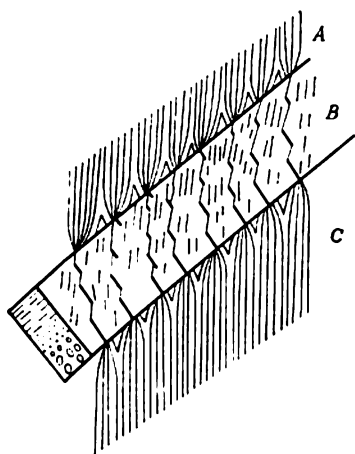


Fig. 131. Mise en place du clivage de fracture dans des bancs rigides.

A et C — assises argileuses plastiques à clivage de flux; B — banc rigide. La colonne à gauche montre la répartition du matériau dans le banc, des éléments les plus durs et grossiers à la base, aux plus fins et aux plus plastiques vers le haut. La surface tourmentée du clivage est affectée par des fissures d'étirement (lignes grasses) et de cisaillement (lignes fines). Leur fréquence par unité de longueur varie avec la modification de la composition du matériau du banc.

et soumis à une compression longitudinale. Or nous savons déjà que dans ces conditions les lits plus visqueux sont soumis à des extensions (voir page 220). Cette extension doit engendrer dans la couche visqueuse des fissures. Mais leur position par rapport à la couche peut être variée. Dans des constituants plus fragiles et durs de la couche, c'est-à-dire dans des grains rigides ou dans un ciment dur il se formera perpendiculairement à la couche de fissures d'étirement. Dans des constituants plus tendres de la même couche on verra se former des fissures de cisaillement se disposant sous un angle de 45° par rapport à la couche, tandis que dans les constituants les plus tendres aux propriétés se rapprochant de celles des séries argileuses, encaissantes, où la compression a engendré une structure plane des minéraux, les fissures se disposeront parallèlement au clivage: l'orientation des minéraux produira une structure hétérogène qui déterminera la position des fissures lors de l'extension.

Il est évident que l'importance relative des fissures de telle ou telle

direction dépendra de la quantité relative d'éléments aux propriétés différentes.

Supposons maintenant que les plans du clivage de fracture se forment par la réunion des fissures isolées. Dans ce cas la direction sommée (moyenne) du plan dépendra également du rôle relatif des éléments aux propriétés différentes dans le compartiment de la couche recoupée par ce plan. Plus le nombre de particules argileuses tendres dans la couche est grand, plus la position du plan de clivage de fracture se rapproche de celle du clivage de flux. Plus le nombre de grains fragiles et durs est grand, plus la position moyenne de

ce plan se rapproche de la position perpendiculaire à la couche. Ces arguments sont illustrés à la fig. 131.

L'hypothèse émise permet d'expliquer la réfraction du clivage ainsi que la modification progressive de la position du clivage en fonction des variations également progressives des propriétés mécaniques des roches. Elle suppose que sous le microscope les plans du clivage de fracture paraissent tourmentés.

À côté du clivage on distingue aussi la *schistosité*. Cette dernière se caractérise comme le clivage par une disposition parallèle des minéraux plats. Cependant la distinction entre le clivage et la schistosité s'interprète différemment suivant les auteurs. Certains par exemple, pensent que la schistosité est toujours parallèle à la stratification, tandis que le clivage est parallèle au plan axial du pli, et, en général, recoupe obliquement la couche. Or on a déjà noté que dans les plis isoclinaux on observe sur les flancs un clivage également parallèle aux couches. Mais on a aussi vu que les plis isoclinaux dominent dans les séries fortement disloquées. C'est pourquoi il est possible que ce qu'on dénommé schistosité, en la différenciant du clivage, n'est en réalité que le clivage des compartiments où il est parallèle aux couches. En outre dans ces séries, comme on a vu, on décèle difficilement et rarement les charnières des plis où le clivage recoupe les couches.

Nous nous joignons à une autre interprétation des différences entre le clivage et la schistosité. Le premier comme la seconde se forment au cours de recristallisation orientée. Cette dernière n'est qu'une des manifestations du métamorphisme régional. Au cours de la recristallisation les cristaux s'accroissent. Et leur dimension finale est dans une certaine mesure fonction du degré de métamorphisme. En partant de ces considérations nous appellerons clivage l'allure d'une structure parallèle plane engendrée par une recristallisation ayant produit des cristaux de dimension inférieure à 1 mm. Au cas où les cristaux formés ont des dimensions supérieures à 1 mm il vaut mieux appeler cette structure schistosité. Ce sera donc toujours une schistosité de cristallisation. Dans les schistes argileux le clivage envisagé sous cet angle correspond au stade initial du métamorphisme régional (la phase des phyllades). La schistosité de cristallisation correspond à une phase plus avancée du métamorphisme régional (phase des schistes verts).

Si le métamorphisme régional est plus poussé, jusqu'à la formation d'amphibolites, alors avec l'accroissement des cristaux on observe une différenciation métamorphique qui aboutit au groupement des minéraux clairs et sombres en bandes et à la formation d'une structure zébrée ou gneissique. Par conséquent, toutes les structures décrites : clivage, schistosité, zébrure sont des structures apparentées et passent de l'une à l'autre en fonction du degré de métamorphisme des roches où elles s'observent.

SUPERPOSITION MUTUELLE DE PLISSEMENTS DE GÉNÉRATIONS DIFFÉRENTES

Dans beaucoup de régions constituées de séries fortement disloquées on observe des traces de superposition de plissements mis en place en un même lieu, mais à des époques différentes et possédant des formes et des orientations variées. Les manifestations simultanées de plissements de plusieurs générations successives sont particulièrement typiques pour des séries anciennes (antécambriennes) et métamorphiques. Mais ce phénomène s'observe également dans des complexes métamorphiques plus jeunes. Néanmoins dans des séries sédimentaires non métamorphisées ces perturbations de plissements de direction et de forme données par des plissements d'autres directions et de formes s'observent rarement. Dans ces séries les plissements postérieurs se superposent aux plissements antérieurs sans changer leur orientation.

Au cas d'une superposition de plissements de plusieurs générations et de diverses orientations, la géométrie de la structure établie d'après la position des couches peut être très compliquée.

Un cas qu'on rencontre souvent est celui quand des plis de la première génération sont isoclinaux et couchés, tandis que ceux de la seconde génération sont ouverts avec des plans axiaux presque verticaux (fig. 132).

On a montré schématiquement sur la fig. 133 les deux phases de la mise en place d'une telle structure. Sur la fig. 133, *a* on a représenté des couches ployées en des plis isoclinaux couchés avec des plans axiaux horizontaux *A* et *B*. Sur la fig. 133, *b* le plan axial est affecté de plis à plan axial vertical (non figuré).

Sur la fig. 134 on a présenté deux coupes horizontales de la série stratifiée ayant subi la double déformation représentée à la fig. 133. Sur la fig. 134, *a* on voit la séquence originelle des couches. Sur la fig. 134, *b* et *c* on a représenté deux coupes horizontales de la série ayant subi cette double déformation. Ces coupes correspondent aux plans 1 et 2 de la fig. 133, *b*. Sur la fig. 134, *b* on a représenté par des flèches le pendage des charnières des plis. Ce dessin mérite une étude minutieuse. C'est ainsi que dans la partie gauche de la figure 134, *b* en se déplaçant de bas en haut (du Nord au Sud) on voit tout d'abord un anticlinal plongeant vers le Sud, puis suivant cette direction un synclinal à charnière inversée ayant le même pendage que la charnière de l'anticlinal. Après quoi on tombe sur un pli anticlinal transversal. Toutefois les couches qui l'encadrent sont à la surface en gisement synclinal. Il est évident que pour le cas où la stratigraphie est insuffisamment connue (et c'est habituel pour des assises métamorphiques) et le démantèlement est incomplet, le géologue suivant le méridien du Nord vers le Sud le long de l'axe des structures décrites pensera qu'il se trouve en présence d'un pli anticlinal plon-

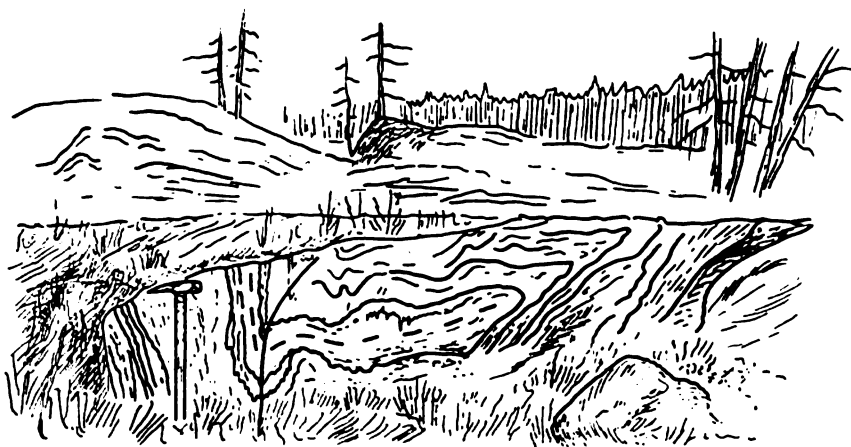


Fig. 132. Plis isoclinaux dans de gneiss ayant été affectés par un nouveau jeu de plissements ouverts et droits (d'après la photographie de T. Heptner).

La charnière du pli se trouve à droite du centre du dessin. Le plan axial de ce pli est représenté en pointillé; l'axe du pli ouvert superposé, par une ligne continue.

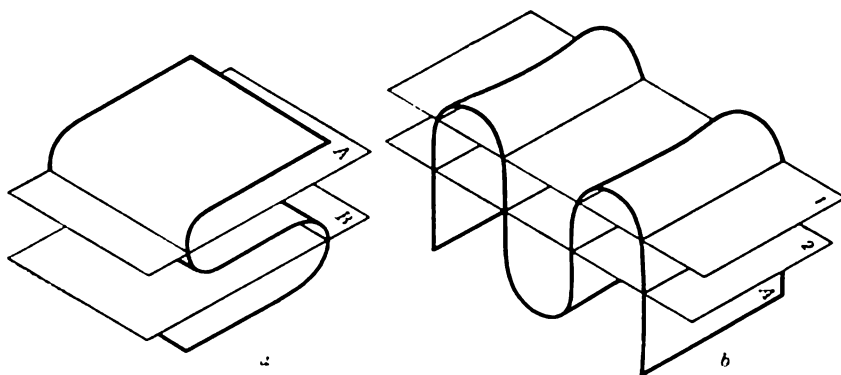


Fig. 133. Schéma d'une double déformation :

a — lit ployé en un pli isoclinal couché aux plans axiaux *A* et *C* horizontaux ; *b* — les plans axiaux (seul le plan *A* est figuré) sont affectés de plis à plans axiaux verticaux ; 1 et 2 — coupes horizontales représentées à la fig. 134.

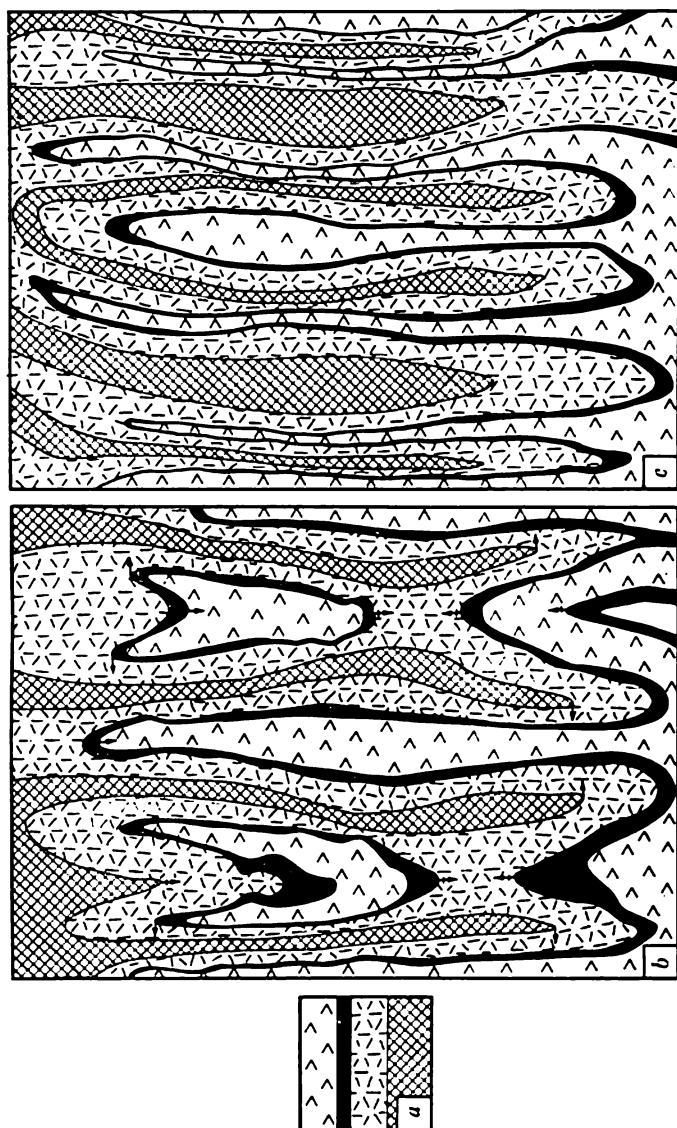


Fig. 134. Coupes horizontales à travers une série stratifiée ayant subi une double déformation dont le schéma est représenté à la fig. 133:
 a — séquence stratigraphique des couches; b et c — coupes horizontales suivant les plans 1 et 2 (fig. 133).

geant vers le Sud jusqu'au nouveau affleurement de la couche figuré par une teinte noire continue. Il lui semblerait même que la couche noire apparaît dans la coupe stratigraphique deux fois. Plus au Sud on reconnaîtrait une incurvation synclinale et une nouvelle montée de

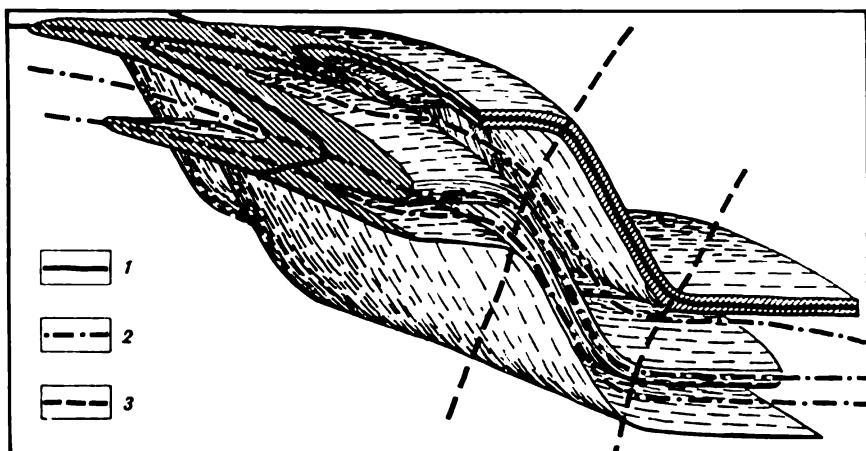


Fig. 135. Bloc-diagramme représentant la structure de trois plissements mutuellement superposés. Archéen de la Carélie (d'après L. Kuklei).

Plans axiaux des plis: 1 — I^{re} génération; 2 — II^e génération; 3 — III^e génération.

la charnière du pli anticlinal. Or en réalité l'incurvation est anticlinale et tout à fait au Sud on se trouve devant un pli synclinal avec une charnière retournée plongeant vers le Nord.

Il faut noter que ce que notre géologue a pris pour un pli anticlinal méridien est bien un pli anticlinal, mais seulement de seconde génération. Il affecte non plus des couches, mais des plis isoclinaux mis en place antérieurement. C'est pourquoi l'affleurement à la surface de roches de disposition stratigraphique différente ne correspond absolument pas au dessin simplifié de la structure apparente.

On a donné sur la fig. 135 un bloc-diagramme de structure compliquée constituant l'aboutissement de multiples déformations de couches suivant des directions différentes.

Il n'est pas toujours clair si de telles structures sont le résultat de superposition de phases de déformations séparées par des intervalles de temps plus ou moins longs, ou constituent des structures formées en une seule déformation à la suite de déplacements compliqués des couches au sein des séries. Les roches métamorphiques affectées par des telles déformations se trouvaient en tout cas à ces époques à l'état très fluide.

Puisque la séquence stratigraphique des roches dans des assises métamorphiques muettes est difficile à déterminer sinon impossible, on a pris l'habitude, comme on l'a indiqué au chapitre 4, de distinguer non pas des plis anticlinaux et des plis synclinaux qui exigent la connaissance des séquences stratigraphiques, mais de *plis* (ou des

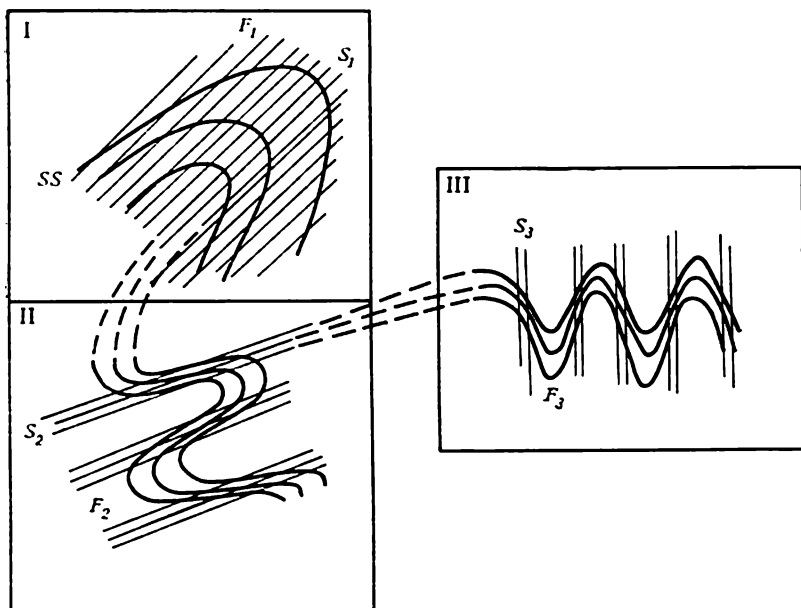


Fig. 136. Schéma des rapports mutuels de générations de plissements et de clivages :

I — pli (F_1) affectant les couches (SS) et clivage (S_1) de I^{ère} génération ; II — pli (F_2) et clivage (S_2) de II^e génération ; III — pli (F_3) et clivage (S_3) de III^e génération.

structures) de *forme anticlinale* ou de *forme synclinale*. Ces derniers se distinguent d'après l'allure convexe ou concave de la disposition des couches. Il en découle que les structures de forme anticlinale et synclinale ne correspondent pas à des plis anticlinaux et synclinaux, c'est-à-dire à des plis dont le noyau renferme des roches relativement plus anciennes, dans le premier cas, et des roches relativement plus jeunes, dans le second. Généralement, les formes en anticlinal et en synclinal correspondent aux dislocations de la dernière phase orogénique. Dans l'exemple analysé (voir fig. 134, b) la structure que notre géologue imaginaire avait pris pour un anticlinal est en réalité une structure de forme anticlinale où les couches ont un pendage anticlinal, de l'axe vers l'extérieur, mais dont la chronologie des

gisements n'est pas celle qu'on devrait observer dans un pli anticlinal.

Chaque génération de plissements peut s'accompagner d'un clivage qui lui est propre et dont l'orientation est parallèle au plan axial correspondant. On observe ainsi une superposition mutuelle non seulement de plusieurs générations de plissements mais également de clivages. On peut donc observer la situation suivante (fig. 136). Le premier clivage (S_1) correspondant à la I^e génération de plis (F_1) est ployé en plis. Ce sont les plis de la II^e génération (F_2) ; ils sont accompagnés d'un second clivage (S_2). Ce dernier peut être à son tour affecté par un plissement de III^e génération (F_3) dont les plis sont également accompagnés du clivage (S_3). A la suite de ces déformations la première structure plissée découlant du gisement des couches (SS) est tellement perturbée qu'il devient difficile sinon impossible, de la distinguer dans les affleurements et les coupes minces.

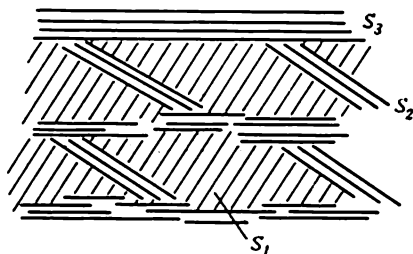


Fig. 137. Trois générations de clivage vues en coupes minces du schiste argileux sous un microscope (relevé schématisé).

Si le premier clivage, vu son développement, affecte toute la masse des roches en s'y distribuant de façon régulière ce qui se détermine d'après la structure commune des micas et des autres minéraux plats, le second clivage ainsi que les clivages suivants appartiennent généralement au type de clivage de glissement. Ce dernier n'affecte pas toute la roche et forme des bandes qui coïncident avec les flancs des plissements mis en place par le clivage antérieur (fig. 136, II et III). C'est seulement dans ces bandes que se manifeste une structure plane des minéraux.

Dans les figures analysées on a représenté des structures fines mais qui peuvent être distinguées à l'œil nu dans les affleurements. L'entrecroisement de clivages de direction variée de même que le plissement du clivage peuvent de même être observés dans des coupes minces au microscope (fig. 137).

L'interprétation de ces structures se complique encore plus si une différenciation métamorphique s'y superpose. C'est ainsi qu'une telle différenciation peut affecter par exemple le second clivage. Dans ce cas dans les charnières des plissements constitués par le premier clivage s'accumulent les minéraux clairs (quartz et feldspath), tandis que dans les bandes du second clivage sur les flancs des mêmes plissements se concentrent des micas et des amphiboles. On voit apparaître une linéation parallèle au second clivage qui recoupe non seulement la stratification originelle, mais également le

premier clivage (fig. 138). Par la suite, cette linéation peut subir un réarrangement du fait d'un troisième clivage.

La distinction de l'échelonnement des superpositions de déformations successives exige des études minutieuses, de nature aussi bien macro que microscopiques, des compartiments où elles s'observent simultanément. On a également recours dans ce cas à des observations

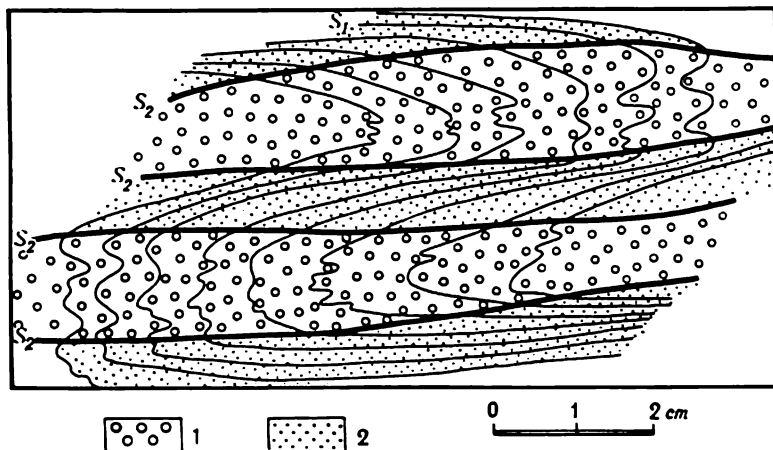


Fig. 138. Formation d'une nouvelle linéation par recristallisation le long du clivage S_2 . Relevé. Primaire inférieur dans le pays de Galles, Grande Bretagne :

1 — matériau composé de quartz et de feldspath; 2 — mica.

de la structure minérale. Car certaines phases des déformations tectoniques s'accompagnent habituellement de phase de métamorphisme régional, c'est-à-dire de recristallisation. Ces dernières peuvent se dérouler simultanément aux phases de déformation ou dans les intervalles de ces dernières. L'historique des déformations se contrôle par celui des métamorphismes et inversement. Les observations tectoniques sont dans ce cas menées parallèlement aux observations pétro-tectoniques et pétrologiques. Le principal est de distinguer la séquence des recristallisations des minéraux métamorphiques et de déceler les traces de leur déformation : cassure au cours de déformations postérieures et, vraisemblablement, nouvelle recristallisation après cette dernière.

NAPPES TECTONIQUES

Dans certaines régions plissées affectées de fortes dislocations on voit se développer des *nappes tectoniques* ou des *charriages*.

Les nappes tectoniques sont des structures du type de faille de chevauchement. Au cours de leur mise en place, comme dans le cas

de failles de chevauchement, une certaine masse rocheuse se déplace de telle façon qu'elle se retrouve reposant sur une autre masse rocheuse, quoiqu'à l'origine les deux masses soient séparées l'une de l'autre. A la différence d'une simple faille de chevauchement, d'une part, le déplacement de la masse supérieure de la nappe s'effectue sur une surface à pente douce généralement ondulée et sur une grande étendue conservant une position proche de l'horizontale, et, d'autre part, l'amplitude de déplacement horizontal est importante : elle se mesure par des kilomètres, voire des dizaines de kilomètres.

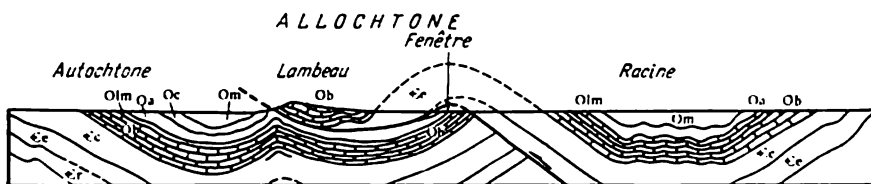


Fig. 139. Nappe tectonique à surface de glissement ondulée. Appalaches du Sud (d'après Butes):

Cr, Ec, Ec — complexes du Cambrien; Ob, Olm, Oa, Om, Oc — complexes de l'Ordovicien.

Les roches sous-jacentes en place, recouvertes par la nappe, sont dites *autochtones*. Les terrains transportés constituant le corps de la nappe sont dénommés *allochtones*. La partie la plus avancée de la nappe est le *front de la nappe*, ou sa partie frontale. Si on suit la nappe dans la direction opposée à son déplacement, on peut aboutir au point où la rupture séparant la nappe de l'autochtone accentue sa pente et plonge vers des terrains profonds ou bien où le corps de la nappe entre en contact avec des terrains de même âge, mais se trouvant en place et constituant l'autochtone. On a donc ainsi atteint la *racine de la nappe* (fig. 139).

L'amplitude du déplacement de la nappe se mesure habituellement suivant la direction du transport des terrains de la racine au front.

L'érosion différentielle peut aboutir à l'enlèvement de certaines parties de la nappe quand d'autres parties se trouvent conservées. Ces parties conservées peuvent ainsi être entièrement isolées des racines de la nappe. Ces parties non dénudées, mais isolées de la racine de la nappe, portent le nom de *lambeaux de recouvrement*. Quant aux secteurs où une partie de la nappe a été enlevée par l'érosion jusqu'à l'autochtone, ils portent le nom de *fenêtres tectoniques*. Ces fenêtres peuvent être fermées, mais elles peuvent également communiquer avec les terrains se trouvant au-delà de la nappe de recouvrement (demi-fenêtres). En cas de surface de charriage régulière la formation de lambeaux et de fenêtres est fonction des irrégularités du relief

d'érosion. Si la surface de charriage est ondulée, les lambeaux de recouvrement et les fenêtres peuvent apparaître même sur un relief nivelé.

Il existe deux types essentiels de nappes tectoniques : les *nappes de couverture*, ou *helvétiques* et les *nappes de profondeur*, ou *penniques*.

Les nappes du premier type sont généralement constituées de roches sédimentaires non métamorphisées et sont le résultat d'un glissement superficiel ou d'un étalement.

Les nappes du second type se forment au cours de la montée des profondeurs de roches métamorphiques et granitisées et de leur étalement à une certaine profondeur sous la surface dans le sens horizontal.

Il faut associer aux nappes tectoniques les *mélanges tectoniques* formés par le broyage des nappes et constitués de débris de roches composant les nappes ainsi que l'autochtone sous-jacent.

NAPPES DE COUVERTURE, OU HELVÉTIQUES

Parmi les nappes de ce type on distingue les *nappes en surplomb* (ou de recouvrement), les *nappes de glissement* et les *nappes d'écoulement*.

Les *nappes en surplomb* ¹⁾ (ou de recouvrement) sont liées à l'étalement des parties supérieures de blocs relativement soulevés par-dessus les terrains voisins. Dans ce cas la rupture verticale limitant ce bloc en profondeur acquiert en remontant une pente de plus en plus douce et peut même prendre une position horizontale. C'est suivant cette ligne de rupture à partir du bloc soulevé que s'empilent les masses de la nappe en formant un surplomb, ou une corniche, sur le corps du bloc en place.

Si on suit la surface d'érosion le long de la rupture, du fait des irrégularités du relief et par suite du passage de la rupture verticale à la rupture oblique et horizontale à des niveaux différents, on s'aperçoit que le bloc est limité, tantôt par des ruptures verticales (feuille inverse), tantôt par des lisérés en forme de nappe avec des amplitudes de déplacement de plusieurs kilomètres.

On a représenté à la fig. 140 trois coupes de la zone de frontière entre le massif et la dépression de Thuringe (R.D.A.). Ces soulèvements et dépression se sont formés à la suite de mouvements verticaux de l'écorce terrestre. Sur la fig. 140, *a* on voit que la frontière envisagée s'exprime par une flexure très accentuée qui traduit explicitement la nature contrastée des mouvements verticaux de deux blocs. Sur la coupe de la fig. 140, *b*, à travers la même frontière mais avec un certain décalage suivant la direction, on voit que la flexure passe à une rupture plongeant obliquement sous le bloc soulevé. Cette rup-

¹⁾ Voir chapitre 7 sur les nappes en surplomb.

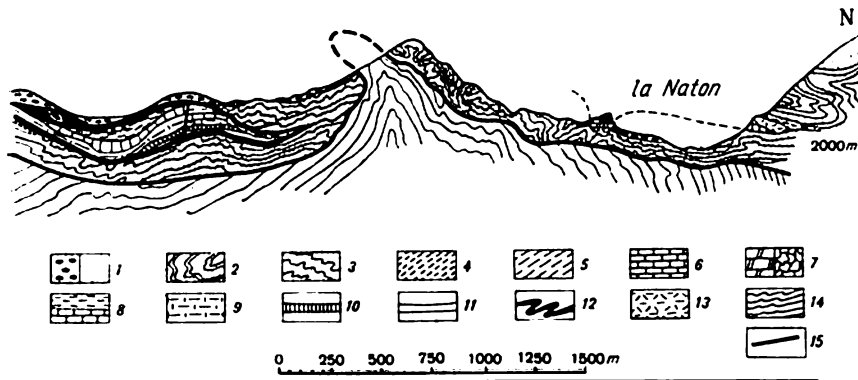
dépression voisine qu'elles surmontent par suite d'un soulèvement.

L'étalement des parties des blocs soulevés s'effectue par suite de contraintes engendrées sur le bord du bloc où il n'est pas soutenu et où ses roches sont en contact avec des terrains de moindre densité qui ne peuvent équilibrer la pression gravitationnelle des parois du bloc. Ces contraintes sont faibles, mais en agissant pendant longtemps elles peuvent entraîner des déformations importantes.

Les *nappes de glissement* sont constituées de paquets de couches ayant glissé sur une base plastique « glissante » qui peut être représentée par des complexes de couches soit de la base de la nappe, soit des termes de l'autochtone. Notons que dans ce cas les couches internes de la nappe sont relativement faiblement disloquées.

Sur la fig. 141 on a représenté une nappe dont le glissement s'est effectué sur une base constituée de roches à gypse du Trias. Outre ces roches, la nappe est formée de roches jurassiques, crétacées et éocènes. Le glissement de la nappe était favorisé également par le fait que le toit de l'autochtone était constitué sur une grande étendue par des roches plastiques du flysch éocène. On voit de même qu'à l'intérieur de la nappe les couches ont été peu disloquées et ont glissé en paquets.

Les *nappes d'écoulement* sont d'énormes coulées. Elles se forment par écoulement sur une pente d'épaisses séries de terrains plasti-



Embrunais. Alpes françaises (d'après Schneegans):

Paléocène; 5 — Crétacé supérieur (calcaires); 6 — Néocomien (calcaires); 7 — Jurassique
10 — Rhétien; 11 — Trias supérieur (argillites); 12 — Trias moyen (gypses); 13 — Trias
Oxfordien (argiles); 15 — rupture tectonique.

ques. Les couches de ces terrains se déforment de façon intensive et complexe. Dans ce cas le mouvement ne se limite pas à la base de la nappe mais entraîne toutes les parties de la série. Un exemple de nappe d'écoulement a été donné à la fig. 142. La structure interne de cette nappe est caractérisée par des « figures de courant » des

roches plastiques constituant. Ces dernières s'étalent suivant la pente et leur épaisseur diminue sensiblement. Les « filets » de nappe s'empilent les uns sur les autres et des paquets de couches isolés s'enroulent en pivotant à la manière des chenilles d'un tracteur. Ces déplacements aboutissent à la formation de plis isoclinaux couchés écrasés suivant la verticale et entassés les uns sur les autres. Mais habituellement ces plis sont incomplets, car au cours de l'écoulement des paquets de couches isolés sont quelquefois complètement écrasés. Par suite, la coupe de la partie frontale de la nappe, montrée à la fig. 142, acquiert l'allure fantastique d'entassement de

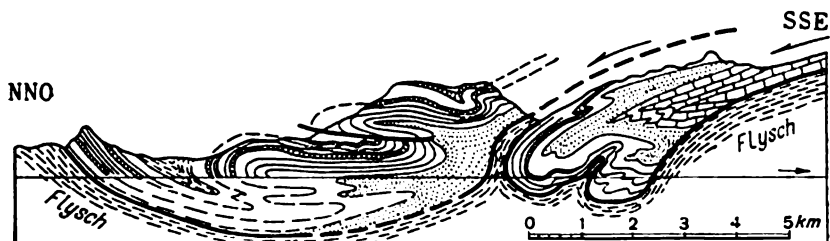


Fig. 143. Fronts de nappes helvétiques s'enfonçant dans des terrains tendres et relativement légers du flysch éocène de l'autochtone. Alpes suisses. Les nappes sont formées de calcaires, de grès et de marnes secondaires. On voit le flysch refoulé s'insérer entre deux fronts.

termes stratigraphiques. Cette disposition chaotique de couches est très caractéristique pour des régions où les nappes d'écoulement sont développées.

La structure se complique davantage si la nappe formée est affectée de nouvelles déformations. Elle peut être plissée, puis recouverte par une autre nappe et sous son poids s'écraser et s'exprimer de dessous d'elle.

Si les roches constituant la nappe sont plus lourdes que celles de l'autochtone et si ces dernières sont de plus plastiques, alors les fronts des nappes peuvent s'y enfoncer. Dans ce cas les roches de l'autochtone sont partiellement refoulées latéralement et vers le haut (fig. 143).

Les nappes de glissement et d'écoulement se forment de même que les nappes en surplomb sous l'effet de la pesanteur. Cette dernière provoque le glissement ou l'écoulement de masses rocheuses reposant sur les flancs des soulèvements et des dépressions mis en place par des mouvements verticaux de l'écorce terrestre.

Il ne faut pas croire que pour déclencher le mouvement de la nappe il soit nécessaire d'avoir de grandes pentes. Le fluage est une propriété mécanique importante des roches. Il se manifeste pour des très faibles contraintes mais s'exerçant durant de longues

périodes géologiques. Le mouvement de la nappe peut s'effectuer au cours de centaines de milles et même de millions d'années sur une pente ne dépassant pas 1° et même des fractions de degré, comme le témoignent les déplacements gravitationnels actuels du sol au fond des cuvettes marines. La fluidité des terrains sous l'action de la pesanteur augmente énormément, si les pores de la roche contiennent de l'eau. Or les dépôts récents sont toujours saturés d'eau.

On a déjà indiqué plus haut que l'amplitude des déplacements horizontaux des nappes de glissement et des nappes d'écoulement peut atteindre des dizaines de kilomètres. Des observations précises ont montré que le transport des nappes à 40 km n'est pas rare. Selon certaines informations, il est vrai, invérifiables, l'amplitude des déplacements peut être encore plus grande.

Ces transports des nappes ne se réalisent pas en une seule étape. Ils s'effectuent progressivement par bonds répétés, simultanément au développement du soulèvement d'où s'effectue le glissement. De plus, le flanc du soulèvement continue d'avancer et en avançant « pousse » la nappe en l'obligeant à glisser de plus en plus.

On a appelé plus haut fenêtre tectonique l'endroit où le corps de la nappe érodé fait apparaître l'autochtone qu'elle recouvrait et on a nommé lambeaux de recouvrement des restes isolés de la nappe que l'érosion n'a pas pu détruire. De ce qui a été dit sur le mécanisme de formation des nappes de glissement et d'écoulement, il découle que pendant le mouvement sur la pente les nappes peuvent se détacher de leurs racines et se déplacer en tronçons isolés de leurs racines et les uns des autres. Sur la fig. 141 on a représenté une nappe qui a glissé en bloc et aussitôt perdu tout contact avec sa racine.

Dans ce cas le tronçon isolé de la nappe n'est plus un lambeau résiduel, car l'isolement de ce tronçon n'est pas dû à l'érosion. Pour la même raison les intervalles entre ces tronçons ou le dernier d'entre eux et la racine où on voit apparaître l'autochtone ne peuvent être appelés des fenêtres. Dans ces cas les fragments de nappe détachés séparément du substratum peuvent être appelés *lambeaux de poussée* et les affleurements de l'autochtone entre ces fragments des *lacunes tectoniques*.

Au début du XX^e siècle quand on a défini les nappes tectoniques pour la première fois, on considérait toutes les nappes comme des plis couchés (fig. 144). Selon cette interprétation tous les fragments des nappes observés constituaient à l'origine un tout avec la racine et s'ils paraissent aujourd'hui isolés c'est uniquement par suite de l'érosion postérieure. Sur cette base on tentait de reconstituer la longueur originelle des couches entraînées avec la nappe et on calculait le rétrécissement subi par l'écorce terrestre au cours de la formation d'un tel pli. C'est ainsi que si la nappe atteignait une amplitude de 40 km, la longueur des couches ayant constitué le pli couché correspondant devait avoir au minimum 80 km. Par conséquent, la

largeur de la zone de l'écorce terrestre concernée devait diminuer de la même quantité pour que cette nappe puisse se former.

Nous savons maintenant que ces calculs étaient erronés. Si une nappe se détache de sa racine elle peut être transportée à n'importe



Fig. 144. Mise en place d'une nappe tectonique suivant l'ancienne hypothèse:
a — phase des plis déversés; b — phase de broyage et rupture des flancs renversés des plis déversés; c — formation de la nappe tectonique à partir du pli couché.

quelle distance sans aucune contraction de la largeur de la zone plissée. L'écrasement des couches et leur étirement dans le sens horizontal permet également d'élever l'amplitude des déplacements de la nappe.

DIAPIRISME PROFOND

Dans les parties centrales des zones plissées fortement disloquées on trouve des grands dômes ou bourrelets de formes ovales ou irrégulières constitués de granites, de migmatites, de granito-gneiss ou de schistes métamorphiques de phases variées de métamorphisme. Les rapports avec les roches environnantes permettent de conclure que ces dômes et ces bourrelets se sont formés par percement des terrains susjaccents, soit en les écartant, soit en les soulevant. Le mécanisme de formation de ces dômes et de ces bourrelets s'apparente donc à celui des plis diapirs que nous avons décrit aux chapitres 4 et 5. A la différence des plis diapirs constitués de sel, de gypse ou d'argile et se formant à des faibles profondeurs sous la surface, les diapirs granitiques, migmatiques, granito-gneissiques et métamor-

phiques doivent être appelés *diapirs de profondeur*. Ils jouent un rôle essentiel dans la structure des zones plissées.

A la fig. 145 on a représenté un dôme et des bourrelets granito-gneissiques de l'Etat de Maryland (Etats-Unis). Fort souvent ces dômes sont constitués de granite dans la partie centrale entourée

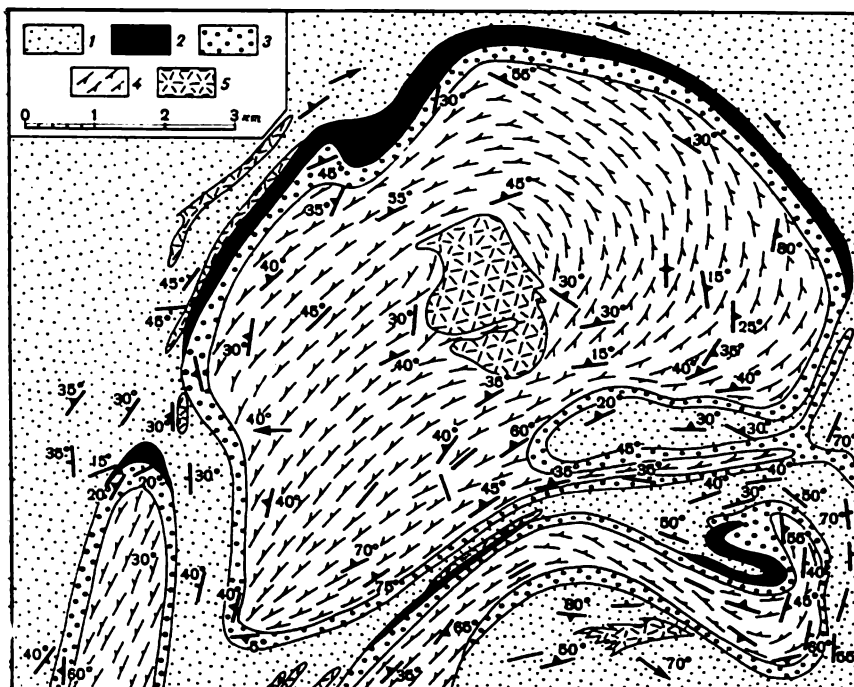


Fig. 145. Dôme de gneiss et bourrelets dans l'état de Maryland. Etats-Unis (d'après H. Cloos).

Roches du Primaire inférieur: 1 — schistes wissashiconiens; 2 — marbre coke:villien; 3 — quartzite setterien; 4 — gneiss de Baltimore; 5 — granite.

de migmatites et d'un liséré de gneiss. Ces dômes se disposent généralement au milieu des roches métamorphiques. Le plus souvent on les rencontre dans des assises anciennes antécambriennes. Mais on peut les observer et au milieu des formations plus jeunes et sédimentaires. Les dimensions de ces dômes sont fort variées et oscillent entre quelques kilomètres et des dizaines de kilomètres de diamètre. Les bourrelets granito-gneissiques ou métamorphiques s'allongent également sur des dizaines de kilomètres. La disposition des dômes sur l'aire de leur extension peut être régulière et obéir à des règles de linéation ou, au contraire, irrégulière quand des dômes de dimen-

sions différentes sont éparpillés sur un territoire séparés par des intervalles de largeurs variées que remplissent de schistes métamorphiques.

A en juger par les coupes verticales les dômes granito-gneissiques et migmatiques présentent des formes en colonnes ou en cônes aigus et tronqués, tandis que les bourrelets ont des formes en crêtes pointues. Une forme caractéristique est celle en champignon. Parfois on observe un empilement de plusieurs « chapeaux de champignon » (fig. 146). Dans des dômes granitiques et migmatiques sous l'effet du frottement contre les roches encaissantes on voit se développer une orientation des cristaux parallèle à la surface du dôme. Cette polarité est

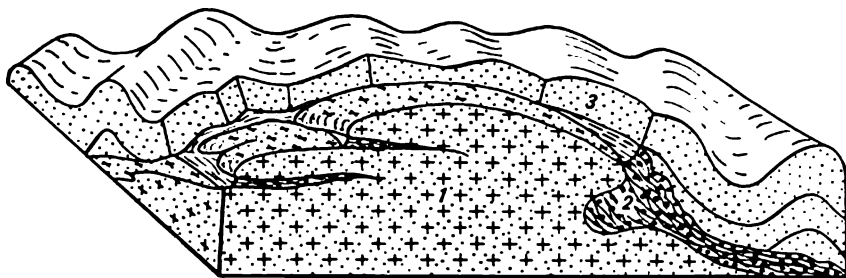


Fig. 146. Coupe schématique d'un dôme migmatique complexe en Groenland (d'après G. Haller):

1 — migmatites; 2 — roches métamorphiques; 3 — Primaire inférieur.

particulièrement bien exprimée à la périphérie du dôme (d'où l'apparence de gneiss acquise par le granite), mais elle s'atténue progressivement vers le centre du dôme où se disposent les granites massifs. Cette structure interne est un témoignage de ce que la montée du massif s'est effectuée au moment où la masse granitique se trouvait à l'état semi-liquide; de plus à l'intérieur de la masse semi-liquide des cristaux solides déjà formés pivotaient sous l'action de l'écoulement irrégulier de la masse environnante.

On observe dans les dômes et les bourrelets composés de roches métamorphiques une structure encore plus compliquée. Elle se caractérise par des plis écrasés, laminés, isoclinaux et renversés qui rappellent les plissements observés dans les dômes de sel.

On trouve des traces d'actions mécaniques des diapirs de profondeur sur les roches encaissantes. Ces dernières sont écartées et de ce fait affectées de plis. On y voit sous l'action gonflante des diapirs profonds se développer des clivages. Au cas où le toit conservé du dôme profond peut être observé on y peut voir que le toit des roches encaissantes est replié en un ou plusieurs dômes larges et irréguliers. La structure complexe du toit montre que le diapir de profondeur peut être constitué de plusieurs dômes accolés les uns aux autres.

Toutes ces particularités de la structure interne des dômes de profondeur et de leurs relations mutuelles avec les roches environnantes sont, comme on l'a déjà noté, des indices de percement de ces massifs à travers les roches susjacentes, percement qui rappelle la montée des dômes de sel se formant près de la surface de l'écorce terrestre. La montée de ces massifs peut s'expliquer par une densité inférieure de leur matériau à celui des terrains de couverture communiquant ainsi aux diapirs de profondeur des capacités « flottantes ».

En effet, au cours de la granitisation des roches sédimentaires ou métamorphiques il se produit une fusion partielle de ces dernières, ce qui conduit à un abaissement sensible de leur densité. En ces moments les granites deviennent plus légers que les roches sédimentaires ou métamorphiques qui les recouvrent et tendent à percer à travers ces dernières.

La granitisation favorise la formation au sein de l'écorce terrestre de batholites dont on a déjà parlé (ch. 9). De la surface de ces batholites percent des dômes granitiques qui s'insinuent dans les roches susjacentes.

Quant aux schistes métamorphiques qui composent également des diapirs de profondeur (dômes ou bourrelets), il y a au cours de leur mise en place un moment quand leur densité s'abaisse à tel point qu'ils commencent à « flotter ». Ce phénomène correspond à la toute première période de la métamorphisation, quand sous l'influence d'un fort réchauffement les minéraux de la roche sédimentaire d'origine dégagent rapidement l'eau de constitution qu'ils contiennent et cette dernière, n'ayant pas été encore évacuée du massif, s'accumule dans les pores en développant une forte pression. Durant cette période le volume de la roche augmente de 10 à 15 % et sa densité de ce fait diminue en conséquence et la roche commence à flotter. Plus tard, quand le processus métamorphique de recristallisation s'achève et l'eau est complètement chassée du massif, la densité des roches métamorphiques devient supérieure à celle des roches environnantes et la flottabilité disparaît. Mais le diapir de profondeur s'est déjà formé.

NAPPES DE PROFONDEUR, OU NAPPES PENNIQUES

Une relation étroite s'établit entre les diapirs de profondeur et les nappes de profondeur, ou penniques, qui, en réalité, constituent des complications morphologiques des diapirs de profondeur. Les complications résident dans ce que les parties supérieures des diapirs de profondeur se replient dans le sens horizontal et recouvrent partiellement les roches environnantes. Ces replis peuvent s'effectuer, soit dans une direction, soit dans plusieurs. Dans ce dernier cas le diapir de profondeur acquiert une forme en champignon. Les replis horizontaux des parties supérieures des diapirs de profondeur consti-

tuent ce qu'on a appelé des *nappes tectoniques de profondeur*, ou des *nappes du type pennique*. Quant au corps principal du diapir de profondeur à partir duquel se détachent les nappes, il constitue la racine de ces dernières.

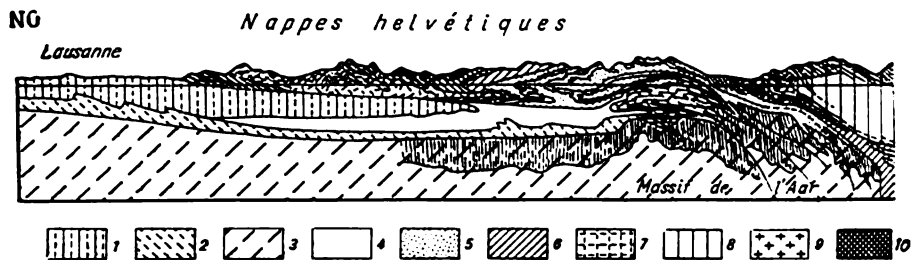


Fig. 147. Nappes tectoniques des Alpes

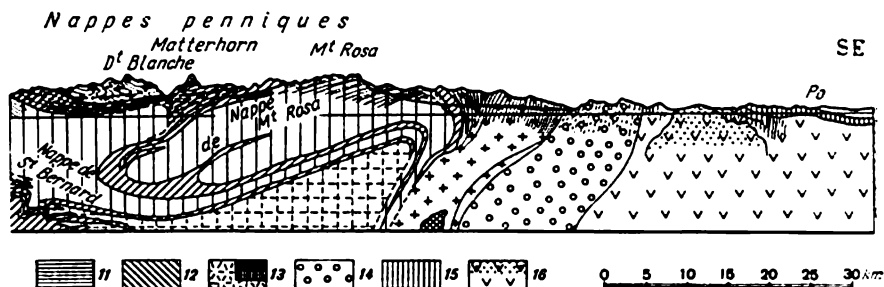
1 — Oligocène-Miocène (molasses); 2 — Secondaire autochtone; 3 — roches cristallines des nappes helvétiques; 4 — Secondaire inférieur des nappes penniques; 5, 6 — roches flysch de la zone préalpine; 7, 8 — Secondaire des nappes préalpines (klippes); 9, 10 — roches méridionales

En qualité d'exemple on peut citer le groupe de nappes penniques dans les Alpes suisses qui ont donné leur nom à ce type de nappes (fig. 147). L'amplitude du déplacement horizontal des ces nappes atteint plusieurs dizaines de kilomètres. Elles sont formées de roches métamorphiques et granitisées du Primaire et du Secondaire.

A la différence des nappes du type helvétique qui se déplaçaient sous l'action de la gravité sur des pentes de la surface terrestre, les nappes penniques sous l'action de la même gravité, remontaient des profondeurs de l'écorce terrestre et s'insinuaient dans les assises des roches de couverture en les écartant et se déplaçant en leur sein à la manière des filons-couches. La mise en place des nappes de ce type doit être reliée au fait qu'à mesure que le massif métamorphique se refroidit et perd l'eau qu'il contient, sa capacité de « flottement » diminue. Ce phénomène se répand de haut en bas, c'est pourquoi, la partie supérieure du diapir de profondeur devient incapable de remonter vers le haut bien avant ses parties inférieures. Dans ces conditions la pression s'exerçant d'en bas oblige les parties supérieures du diapir de se replier et de s'insinuer dans les roches environnantes.

Les indices de ce qu'après la percée et l'insinuation dans les roches environnantes le matériau des nappes profondes devient plus lourd que lors de son mouvement apparaissent dans l'écrasement par ces nappes des roches subjacentes de l'autochtone ou d'autres nappes se disposant au-dessous. Ce phénomène peut être observé sur la fig. 147 où la nappe pennique supérieure écrase la nappe sous-jacente en la chassant partiellement devant soi et où tout le groupe des nappes profondes écrase les séries sédimentaires subjacentes en les refoulant

et en les déformant fortement. Dans ce cas particulier les roches chassées de dessous les nappes profondes après leur accumulation devant le front des nappes profondes contribuent au glissement d'une partie de ces roches à la manière des chevauchements helvétiques.



suisses (d'après E. Argand):

anciennes; 4 — Eocène (flysch des nappes helvétiques et de l'autochtone); 5 — Secondaire métamorphiques des nappes penniques; 10 — granites tertiaires; 11 — Carbonifère; 12 — cristallines; 15 — Secondaire du versant méridional; 16 — roches cristallines du versant dional.

La conception exposée ici des conditions de formation des nappes tectoniques de types différents n'est pas acceptée par tous les auteurs. D'autres conceptions sont également formulées dans des ouvrages géologiques ce qui montre la complexité et la nature discutable du problème qui continue à être étudié sous tous ses aspects.

BRÈCHES TECTONIQUES ET MÉLANGES

Par suite du frottement de la base de la nappe tectonique contre le substratum, les roches de la base de la nappe et du toit de l'autochtone deviennent broyées et laminées. Ce phénomène donne lieu à l'apparition de brèches tectoniques, de cataclasites et de mylonites.

Mais en relation avec les nappes tectoniques principalement du type helvétique on voit se former des masses énormes de roches écrasées, laminées, broyées et mélangées qui recouvrant des dizaines et des centaines de kilomètres carrés présentent des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Ces masses sont appelées des *mélanges tectoniques*. Ces mélanges ont des origines différentes, toutefois ils sont presque toujours en rapports étroits avec les nappes tectoniques.

Certains mélanges se forment par destruction de la partie frontale de la nappe de chevauchement. Cette destruction s'effectue progressivement à mesure que la nappe avance son front et surplombe au-dessus du flanc abrupt la dépression voisine. Les roches dures se débitent en gros blocs qui se détachent et glissent au fond de la dépression. Là ils peuvent être ensevelis sous des dépôts ultérieurs. C'est.

ainsi que se forment certaines séquences de blocs exotiques, de klip-pes ou de « Wild flysch »¹⁾.

Il arrive que des couches entières se détachent et glissent dans des dépressions. Elles sont ensevelies sous des plaques planes ou, avant leur fossilisation, sont courbées et pliées en deux. Ces fragments de couches détachés de leur roche mère portent le nom d'*olistolites*, tandis que les coulées de petits débris glissant sur la pente sont dites des *olistostromes*. Le trait distinctif de ces accumulations de blocs exotiques qui ont glissé du front de la nappe est qu'ils s'entassent dans un ordre stratigraphique inverse: les roches les plus récentes en bas, les plus anciennes en haut, car ce sont les roches supérieures qui se désagrègent les premières puis les roches plus profondes. Les mélanges, ou mégabrèches, de ce type sont quelquefois pris pour des formations sédimentaires, quoique leur origine soit plutôt tectonique.

Dans d'autres cas on voit se former des mélanges essentiellement tectoniques, résultant des processus se déroulant dans le corps de la nappe tectonique au cours de son mouvement. Par suite de mouvements discontinus de la nappe et de l'hétérogénéité du matériau, au sein de la nappe s'individualisent de grandes plaques qui sous l'effet de déplacements relatifs des compartiments voisins s'enroulent en des rouleaux ou se brisent en blocs. Les gros blocs se forment à partir du matériau plus dur, tandis que le matériau plus tendre, argileux ou marneux, s'insère entre les blocs en les séparant les uns des autres. En coulant les blocs pivotent dans la masse plastique. Cette dernière est également le siège de tourbillons compliqués. Le malaxage favorise le noyage de blocs relativement plus lourds dans la masse subjacente plus tendre et moins dense et en même temps la montée de cette dernière suivant les fissures (fig. 148).

La formation des mélanges tectoniques est facilitée par les contrastes dans les propriétés mécaniques des roches composant la nappe, ainsi que par les alternances répétées de puissantes assises plastiques avec des passées de roches beaucoup plus dures qui peuvent se briser au cours de l'écoulement. Parmi les roches plastiques, outre les argiles, les argilites, les schistes argileux, les marnes, le sel et quelques autres roches sédimentaires, un rôle essentiel est joué par les serpentines possédant non seulement une grande fluidité sous pression, mais également une faible masse spécifique qui leur permet de s'insinuer dans les roches susjacentes ainsi que de faciliter l'ennoyage dans leur masse de blocs d'autres roches. Les inclusions des serpentines finement broyées peuvent par erreur être prises pour des filons-couches de hyperbasites serpentisés.

¹⁾ Toutefois ces accumulations de blocs ne sont pas toujours liées aux nappes. Dans de nombreux cas elles s'accumulent aux pieds des anciens escarpements abrupts en relation avec des mouvements verticaux de sens opposés de l'écorce terrestre.

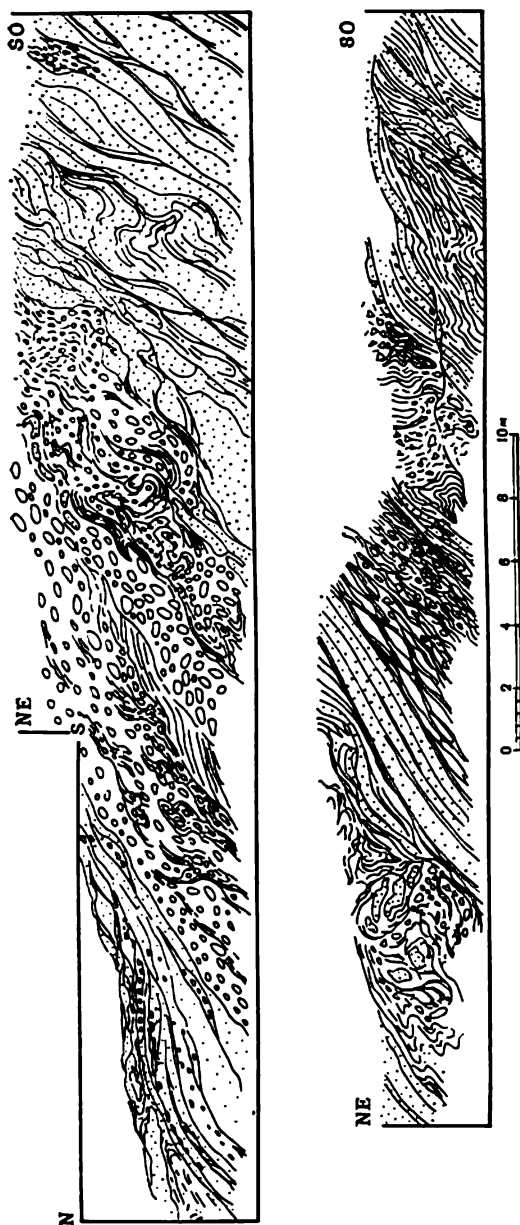


Fig. 148. Exemples de mélanges tectoniques. Les Dinarides (d'après I. Bélostotski).

En suivant les phases de développement du mélange tectonique on voit que graduellement, du fait de la destruction de la structure primitive des assises et du malaxage, la stratification disparaît en faisant place à des « figures de courant » de formes variées et souvent fantasques. Tout le mélange est recoupé de plans de glissement sous forme de miroirs de glissement, de surfaces polies et striées, etc.

Les mélanges tectoniques rappellent les produits des glissements sous-marins. Et quelquefois ils furent au début confondus par les géologues avec des anciennes moraines glacières.

Chapitre 12

CHAMPS DE CONTRAINTES TECTONIQUES

Les formes structurales secondaires de nature continue et discontinue sont le résultat de déformations de masses rocheuses. Ces déformations sont mises en œuvre par des contraintes d'origine tectonique. On peut donc poser le problème de façon inverse : établir d'après les déformations observées le champ de contraintes tectoniques ayant engendré ces déformations.

La solution de ce problème présente un intérêt non seulement théorique mais également pratique : la connaissance des directions de l'action des contraintes de compression ou d'extension permet de prévoir la nature et l'orientation des formes structurales possibles dans les conditions données, quoique encore non observées. C'est ainsi qu'en observant des plis de flexion longitudinale on est en droit d'émettre la supposition (sur la base de la situation générale créée par les contraintes ayant engendré ces plis) que ces derniers ont été accompagnés, dans certains cas au moins, de chevauchements. L'observation d'un pli en dôme de flexion transversale permet de son côté, en utilisant la même méthode, de prévoir que ce pli peut être affecté par des failles radiales et concentriques le divisant en des segments séparés. L'intérêt pratique de ces conclusions réside dans la possibilité d'orienter les recherches ultérieures dans une certaine direction en permettant de prévoir la disposition des minerais exploitables en relation avec la forme structurale étudiée.

En reconstituant le champ de contraintes tectoniques d'après les déformations, il faut avoir en vue qu'on sera pratiquement dans l'impossibilité de fixer l'intensité relative des contraintes agissant suivant telle ou telle direction. L'hétérogénéité et l'anisotropie des roches entraîneront obligatoirement des différences entre les rapports des dimensions des déformations et les intensités des contraintes suivant les mêmes directions.

On ne peut espérer que de définir l'orientation des principaux axes de contraintes en les assimilant à l'orientation des principaux axes de déformation.

Cependant la solution de ce problème se heurte tout au moins à deux difficultés. D'abord, supposer que les axes principaux de contraintes et de déformations coïncident est loin de correspondre à la situation qui se crée dans des corps anisotropes et hétérogènes dont font partie les masses rocheuses. On peut toutefois admettre que l'erreur qui en résulte n'est pas trop grande vu l'imprécision de la détermination des axes de déformations. De beaucoup plus importante est la seconde difficulté : il n'est pas toujours facile de s'assurer que les axes de déformations observés occupent leur position initiale et n'ont pas subi de pivotement au cours des déformations postérieures qui se sont superposées à la première. Dans la suite, on verra que cette superposition de déformations avec pivotement des axes principaux initiaux de déformation est un fait très courant au sein de l'écorce terrestre et déceler l'influence des déformations postérieures sur celles qui les ont précédées n'est pas toujours une tâche facile. En tout cas, il est nécessaire de procéder à une analyse minutieuse de faits concrets.

C'est ainsi que l'opération comprend au moins deux étapes : on doit d'abord déterminer la position des axes de déformations qu'on observe actuellement, puis constater si un pivotement postérieur de ces axes n'avait pas eu lieu du fait de la superposition de déformations successives.

En corrélation avec ce qui vient d'être dit on étudiera d'abord dans la suite les méthodes de détermination des axes de déformation, puis on fournira certains procédés permettant de déceler les pivotements postérieurs de ces axes.

Certains auteurs tentent d'apprécier l'intensité absolue des contraintes provoquant les déformations tectoniques. Ces tentatives sont sujet à caution, car comme on l'a vu les propriétés déformatrices des roches dans des conditions naturelles de leur gisement sont très peu connues. La durée des temps géologiques et les propriétés de s'écouler que possèdent les roches laissent à supposer que les contraintes minimales ayant engendré les déformations tectoniques peuvent être égales au seuil de fluage des masses rocheuses. On peut admettre que ce seuil peut être égal à $10-15 \text{ kg/cm}^2$. Or il existe des roches (le sel, par exemple) dont le seuil de fluage est notablement inférieur à cette quantité. Il se peut que le seuil de fluage des roches métamorphiques soit très bas dans les conditions de leur déformation : les formes complexes de mise en place de ces roches indiquent que les roches métamorphiques se trouvaient à l'état très fluide.

On peut donc penser qu'au moins dans certains cas l'intensité minimale des contraintes capables d'engendrer une déformation tectonique pouvait atteindre plusieurs kilogrammes par centimètre carré.

Quant aux contraintes maximales, elles sont fonction de la limite de résistance des roches au-delà de laquelle ces dernières se désa-

grègent. Nous avons vu que la résistance peut atteindre au maximum plusieurs milliers de kilogrammes par centimètre carré. C'est dans ces larges limites, de quelques kilogrammes jusqu'à plusieurs milliers de kilogrammes que se situe l'échelle de variations des contraintes tectoniques.

DÉTERMINATION DES AXES PRINCIPAUX DE DÉFORMATIONS AU SEIN DES DISLOCATIONS CONTINUES

La direction des axes principaux de déformations peut être reconstituée d'après les déformations des inclusions des roches dont la forme originelle est connue.

Le meilleur matériau se trouve être les oolites dont la forme originelle est une sphère. Après déformation les boules d'oolites se transforment en des ellipsoïdes triaxiaux qu'on peut considérer comme des créations naturelles d'ellipsoïdes de déformation. La comparaison des longueurs des axes de l'ellipsoïde avec celle du diamètre de la sphère originelle permet de juger de la direction et de l'intensité relative de la déformation le long des axes correspondants.

Puisque la sphère originelle des oolites n'existe plus, le diamètre de cette sphère devra être déterminé en réduisant l'ellipsoïde observé à une sphère de même volume. On admet dans ce cas que le volume de l'oolite au cours de la déformation varie très peu.

Un travail intéressant sur la déformation des oolites a été accompli par le géologue américain H. Cloos. Il étudia les calcaires oolitiques cambriens et ordoviciens dans les Appalaches. Ces calcaires sont plissés et affectés de clivage. Le diamètre d'un oolite isolé vaut en moyenne 1 mm. Les mesures ont été effectuées au microscope en lames minces exigeant des coupes parallèles aux axes principaux de déformation. Dans le cas considéré l'opération était facilitée par le fait que les axes longs de déformation des oolites se disposaient toujours parallèlement au clivage, les axes courts toujours perpendiculairement à ce dernier et les axes moyens, de nouveau parallèlement au plan de clivage. On savait donc comment il fallait orienter la coupe pour que le couple d'axes principaux déterminé se trouve dans le plan de la lame mince. On voit sur la fig. 149 des oolites déformés en coupe mince.

On commence par déterminer la longueur des trois demi-axes principaux de l'ellipsoïde. Si cette longueur est déterminée, alors le rayon de la sphère $r = \frac{d}{2}$, de volume égal à l'ellipsoïde sera obtenu des formules suivantes :

$$\frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi a \cdot b \cdot c,$$

$$r = \sqrt[3]{a \cdot b \cdot c},$$

où a , b , c sont les demi-axes long, moyen et court de l'ellipsoïde.

Si par exemple on aurait calculer les dimensions suivantes:

$$2a = \text{diamètre maximal} = 8,45, \quad a = 4,23,$$

$$2b = \text{diamètre moyen} = 6,74, \quad b = 3,37,$$

$$2c = \text{diamètre minimal} = 5,06, \quad c = 2,53,$$

alors

$$r = \sqrt[3]{4,23 \cdot 3,37 \cdot 2,53} = 3,3; \quad d = 6,6.$$

Les composantes de la déformation suivant les directions des



Fig. 149. Oolites déformées vues sous le microscope (d'après H. Cloos).

axes principaux deviennent alors

$$2a = +1,85, \quad 2b = +0,14, \quad 2c = -1,54.$$

L'allongement maximal par rapport à la sphère originelle suivant l'axe a vaut

$$\frac{1,85 \cdot 100}{6,6} = 28\%,$$

l'allongement suivant l'axe b

$$\frac{0,14 \cdot 100}{6,6} = 2,1\%,$$

le rétrécissement suivant l'axe c

$$\frac{-1,54 \cdot 100}{6,6} = -23\%.$$

L'expérience montre que la déformation suivant l'axe b est toujours très faible (pas plus de quelques pourcents) et, par suite, si on la néglige, on peut se limiter dans les calculs au rapport des

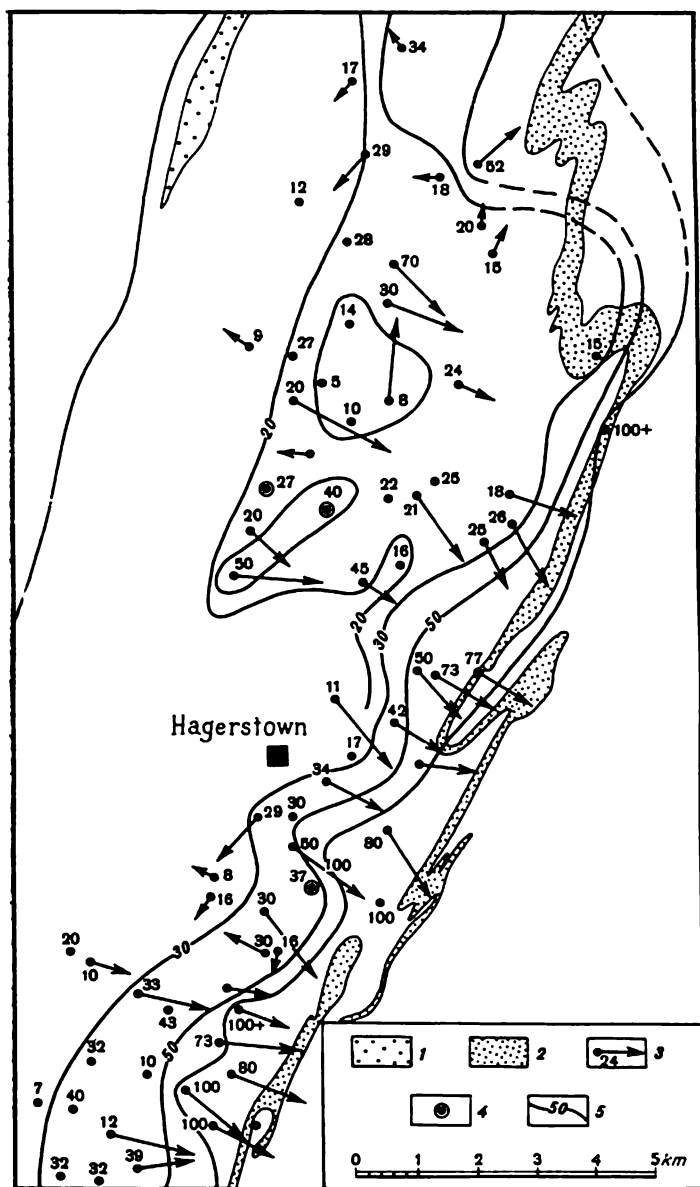


Fig. 150. Schéma de la distribution spatiale des déformations de dimensions différentes dans des sédiments ordoviciens des Appalaches du Sud. Etats-Unis (d'après H. Cloos):

1 — schistes martinburgiens (Ordovicien); 2 — formation de Waynesboro (Cambrien); 3 — direction de l'allongement maximal des oolites (le chiffre indique les dimensions de l'allongement en %); 4 — l'allongement maximal est vertical; 5 — lignes d'égaux allongements (en %).

axes a et c en les réduisant à un problème plan, autrement dit à la détermination du cercle équivalent en surface à l'ellipse ac obtenue en section. Le rayon de ce cercle est

$$r = \sqrt{a \cdot c}.$$

Dans ce cas les opérations se simplifient encore plus en construisant un abaque permettant de déterminer aussitôt graphiquement le rapport a/c pour leurs longueurs différentes.

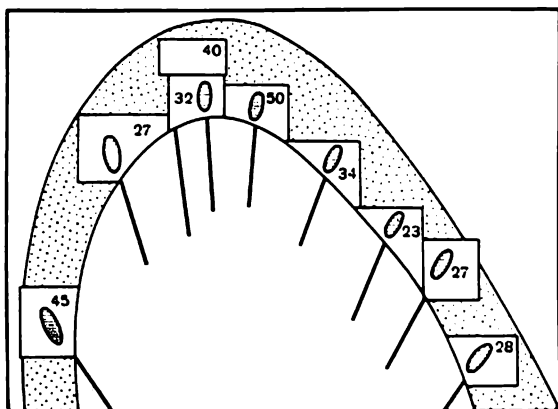


Fig. 151. Reconstruction d'un pli droit avec la disposition des oolites déformées en son sein (d'après H. Cloos). Sédiments ordoviciens des Appalaches du Sud. Les chiffres indiquent l'allongement en %.

Un traitement statistique des mesures de déformations d'un grand nombre d'oolites des sédiments cambriens et ordoviciens des Appalaches a montré que l'aire de répartition de l'intensité des déformations varie de façon régulière : elle augmente vers le noyau du grand pli formé par les calcaires oolitiques. On est arrivé à montrer sur une carte les variations de la déformation au moyen de courbes de niveau (fig. 150). Sur la même carte on a indiqué pour des points isolés les directions prépondérantes des allongements maximaux des oolites. Cet allongement est particulièrement apparent pour des oolites fortement déformés et les écarts isolés de la direction prépondérante ne dépassent pas en général 20° .

Un bref coup d'œil sur la carte suffit pour se convaincre que dans la majorité des cas, l'orientation de l'axe de l'allongement maximal est la même. La corrélation de cette orientation avec la structure plissée a donné l'image montrée à la fig. 151. Les axes d'allongements maximaux se disposent en éventail s'ouvrant vers le haut dans les anticlinaux et vers le bas dans les synclinaux. Ils ne sont parallèles aux plans axiaux que dans les charnières du pli.

Comme l'axe de rétrécissement maximal est toujours perpendiculaire à l'axe de l'allongement maximal et, dans le cas considéré, se trouve dans le plan du dessin qui constitue la coupe normale à la charnière du pli, on obtient une représentation de la distribution du champ de déformations dans une couche plissée. L'image est assez complexe : les axes de rétrécissement et de l'allongement maximaux occupent des positions différentes en des points différents du pli en pivotant régulièrement dans le plan normal à la charnière du pli à

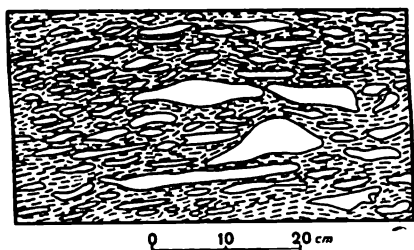


Fig. 152. Ecrasement d'un conglomérat (galets tabulaires). Relevé d'après nature.

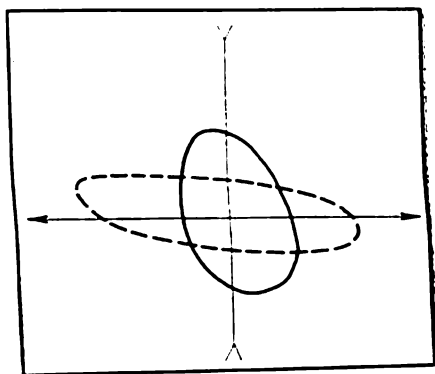


Fig. 153. Déformation de compression-extension affectant un corps de forme irrégulière.

Degré de déformation 100 %. La ligne continue indique le contour initial ; la courbe en tirets est la forme du corps après déformation. Le corps a acquis une orientation proche de celle de l'axe d'allongement maximal.

partir du flanc vers la charnière et de celle-ci vers l'autre flanc. Seul l'axe moyen b conserve sa position dans l'espace en restant toujours parallèle à la direction du pli.

On reviendra plus tard à ce cas en essayant de déterminer si ce champ de déformation est primitif ou s'il a été affecté par des déformations postérieures.

Pour la détermination des axes principaux de déformation on peut se servir de galets déformés. Dans ce cas la forme originelle de l'objet témoin n'est pas obtenue aussi facilement que pour les oolites. Les galets ne sont presque jamais sphériques. Leur forme primitive est plutôt ellipsoïdale et toujours plus ou moins irrégulière. La polarité des axes primitif des galets isolés peut varier fortement et engendrer ainsi des formes différentes après déformation.

Toutefois l'influence de ces facteurs perturbateurs peut être négligée quand on utilise des galets fortement déformés et aplatis jusqu'à la forme des galets dits tabulaires (en queue) (fig. 152). Comme on le voit sur le schéma de la fig. 153, si la déformation

atteint 100 % (autrement dit les dimensions du galet suivant l'axe de rétrécissement et de l'allongement diminuent et augmentent du double), la polarité de l'ellipsoïde obtenu est alors entièrement déterminée par la direction des axes de déformations et n'est presque pas influencée par la forme originelle du galet. Or on a décrit des galets dont l'aplatissement et l'allongement avaient augmenté de plus de dix fois.

Des observations analogues peuvent être exécutées sur des concrétions dont la forme originelle peut être connue de façon plus ou

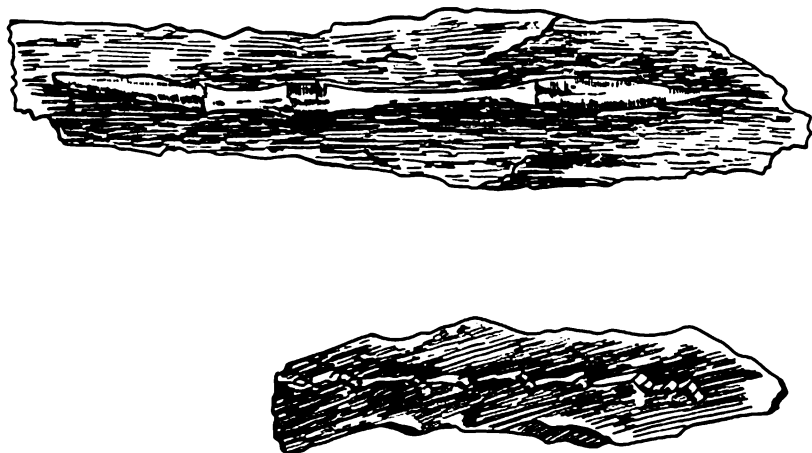


Fig. 154. Bélemnites étirées et tronçonnées dans des schistes du Jurassique supérieur des Alpes suisses (d'après A. Heim)

moins précise. Ainsi, les concrétions phosphoriques possèdent au début une forme sphérique presque régulière.

On a utilisé dans les mêmes buts les déformations des restes de fossiles organiques. C'est ainsi qu'on a décrit les déformations des coquilles de Spiriféridés ou des empreintes de poissons. Il est remarquable que des espèces distinctes qu'on avait originellement distinguées d'après la forme de leurs empreintes se sont révélées être des restes déformés d'une même espèce de poisson.

Un exemple classique de déformation de fossiles est l'aplatissement en javelot des Bélemnites décrit par le géologue suisse bien connu A. Heim. Ces Bélemnites se rencontrent dans des séries fortement disloquées des Alpes suisses. Les rostres des coquilles des Bélemnites sont tronçonnés en anneaux espacés. L'intervalle entre ces anneaux est occupé soit par le matériau de la roche encaissante insinué dans l'espace ainsi formé, soit par de nouvelles formations minérales (quartz, calcite) apportées avec les solutions aqueuses (fig. 154). Dans certains cas après tronçonnement les rostres des Bélemnites se

sont étirés de plusieurs fois (jusqu'à dix fois dans des cas exceptionnels). Habituellement, l'allongement des rostres s'accompagne d'un aplatissement dans le sens perpendiculaire à l'axe d'extension. Cette déformation des rostres facilite la détermination de l'orientation des axes principaux de déformation.

L'étirement en fuseaux et le boudinage de bancs relativement plus rigides emballés dans une masse plus fluide est toujours une indication de la compression du banc suivant une direction perpendiculaire et de son extension dans le sens parallèle à la couche. Or dans ce cas l'hétérogénéité du matériau joue un rôle important en facilitant de préférence l'écoulement de ce dernier dans le sens parallèle aux couches, c'est pourquoi l'étirement en fuseaux et le boudinage ne permettent de conclure qu'à l'existence d'une composante de compression perpendiculaire aux couches et d'une composante d'extension parallèle aux couches, mais n'autorise pas d'affirmer que les axes principaux de contraintes sont dirigés suivant les mêmes directions. On ne peut qu'affirmer que l'axe de contraintes de compression maximale a été incliné de plus de 45° par rapport à la couche. Si cet angle aurait été inférieur à 45° on verrait dominer dans le plan de la couche non pas des extensions, mais des compressions.

Un indice de la prédominance de la compression parallèle à la couche est constitué par des petits plis affectant la disposition de la couche. Ils sont la conséquence d'empilement du matériau se déplaçant le long de la couche et s'accumulant en certains points. Habituellement les points d'écrasement transversal des couches subissant des étirements en fuseaux et des boudinages, alternent avec des points d'empilement du matériau. Il est évident qu'en ces points l'orientation des axes principaux de déformation n'est pas la même : l'axe principal de compression est dans le premier cas perpendiculaire à la couche, et dans le second, parallèle à cette dernière.

L'étirement en fuseaux et le boudinage permettent, à un certain degré, de déterminer approximativement la dimension de l'allongement parallèle aux couches et, par conséquent, celle du rétrécissement dans le sens normal à leur direction.

Dans ce cas si la couche est tronçonnée en des boudins séparés, il faut comparer la longueur actuelle d'un segment quelconque de la couche de telle ou telle direction avec la longueur sommée (suivant la même direction) des boudins contenus dans ce segment. Le rapport de ces longueurs nous renseignera du degré d'allongement de la couche dans la direction donnée. En effectuant cette opération suivant différentes directions dans le plan de la couche, on peut trouver la direction de l'axe de l'allongement maximal et déterminer la dimension de cet allongement. De la même façon on peut trouver l'axe de l'allongement minimal. Si la formation des boudins s'est faite par la voie visqueuse et ceux-ci présentent des bouts effi-

lés, il est nécessaire d'introduire des corrections dans les sens d'une diminution de la longueur des boudins.

Dans le cas de l'étirement de la couche en fuseaux avec conservation de la continuité de cette dernière si on admet que les parties les plus épaisses des fuseaux conservent l'épaisseur initiale de la couche, le rapport du volume du matériau refoulé des parties amincies des fuseaux à celui observé dans les parties épaisses permettrait de fixer le degré d'augmentation de la surface de la couche relativement à sa grandeur originelle.

Comme il est pratiquement impossible de réaliser cette opération toutes les mesures et calculs se ramènent à une solution plane :

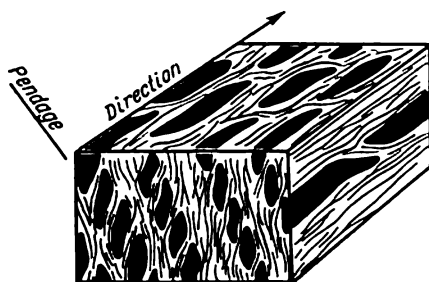


Fig. 155. Boudinage au sein d'un complexe de marnes et de calcaires (en noir) d'âge dévonien dans la chaîne de Karataou. Bloc-diagramme établi d'après un relevé.

l'allongement de la couche dans la direction observée dans l'affleurement de la coupe peut être obtenu à partir du rapport de l'aire de la couche, délimitée par sa forme dans la coupe donnée, à l'aire des compartiments constituant les rétrécissements de la couche.

Il est évident que suivant la direction considérée l'allongement peut être différent, en comparant donc les résultats obtenus avec des affleurements différemment orientés par rapport à la disposition des cou-

ches, on déterminera les dimensions et les directions des allongements maximal et minimal de la couche.

La grandeur relative des contraintes d'extension agissant dans des directions différentes le long de la couche peut être fixée d'après les dimensions des fuseaux ou des boudins de mêmes directions. Plus les contraintes d'extension sont fortes, plus les fuseaux et les boudins sont courts, à condition évidemment que l'observation est faite sur une même couche dont la composition et l'épaisseur ne varient pas. On a par exemple observé que sur les flancs des plis de flexion longitudinale les fuseaux et les boudins sont habituellement disposés leurs axes oblongs parallèlement à la direction et leurs axes courts, suivant le pendage de la couche. Cela signifie que la contrainte d'extension maximale est orientée suivant le pendage vers l'amont de la couche, tandis que la contrainte minimale se dispose suivant sa direction. Perpendiculairement à la couche se dispose l'axe de compression (fig. 155).

Si on connaissait la résistance du matériau de la couche au moment où s'effectuait la déformation, ainsi que les forces de frottement mises en jeu à sa surface, on aurait pu préciser également la

valeur absolue des contraintes d'extension. A l'heure actuelle ces précisions sont hors de la portée des scientifiques.

Dans les recommandations exposées plus haut en ce qui concerne l'utilisation des étirements en fuseaux et du boudinage, on avait admis que l'épaisseur originelle de la couche se conservait dans l'épaisseur des boudins et l'épaisseur maximale des fuseaux. Or

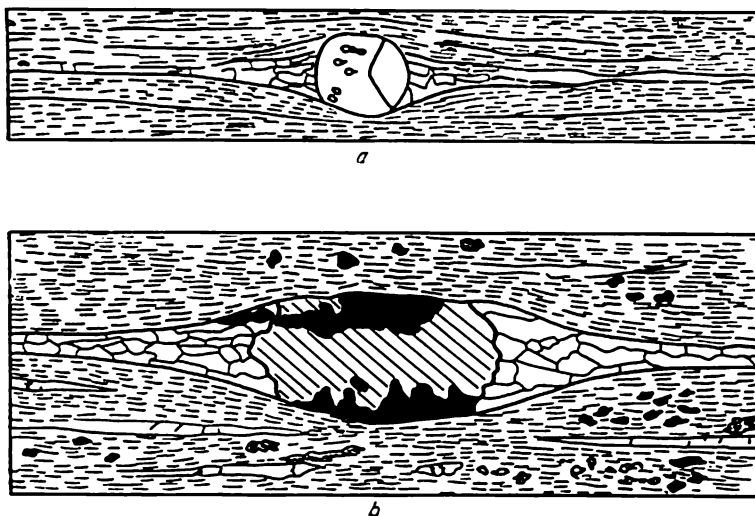


Fig. 156. Auréoles d'extension dans des schistes du Jurassique supérieur des Alpes suisses (d'après A. Heim).

a — excroissance de calcite dans la zone d'extension au voisinage du test d'oursin; b — même situation près d'un grain d'ankérite.

l'épaisseur des boudins et des fuseaux peut ne pas être originelle mais déjà amincie du fait de l'écrasement de la couche. Les dimensions de cet amincissement ne peuvent être fixées que d'après des inclusions (oolites, galets, fossiles) en utilisant les méthodes décrites plus haut. En cas d'absence d'inclusions les mesures des boudins et des fuseaux ne fourniront que les dimensions minimales de l'allongement de la couche. L'allongement réel peut être de plusieurs fois supérieur.

Pour la détermination des axes de déformation on peut de même utiliser les auréoles d'extension. Ces dernières représentent des dépôts secondaires des matières minérales (principalement du quartz et du calcite) autour des grains solides inclus dans une masse rocheuse relativement plastique. La matière minérale se concentre dans les vides ou plutôt aux points de pression réduite créés au voisinage des grains solides dans le sens de l'allongement maximal des roches

encaissantes plus tendres (fig. 156). Ces compartiments de pression réduite sont le résultat de l'écoulement autour des grains solides non compressibles de la masse plastique des roches encaissantes au cours de leur écrasement. En s'écoulant autour des grains solides la matière tendre s'appliquait à la surface de ces derniers dans la direction de compression maximale et s'en éloignait dans la direction de l'allongement maximal. Aux points d'éloignement la matière s'écartait de la surface des grains, et ceci d'autant plus fortement qu'elle était plus visqueuse ; il s'y créait ainsi des aires de pression réduite vers lesquelles des roches avoisinantes étaient « aspirées » les solutions qui véhiculaient du quartz, du calcite et d'autres composés minéraux. En qualité de grains solides on voit souvent figurer des cristaux de pyrite dont la dimension est de l'ordre du millimètre ou des fractions de millimètre. Les auréoles d'extension de ces grains sont également très réduites. Toutefois autour des inclusions solides de dimensions importantes (par exemple, des concrétions) ces auréoles d'extension peuvent être plus grandes.

Pour déterminer les axes de déformation on recourt également aux déformations et aux pivotements des grains isolés entrant dans la constitution des roches.

On a déjà noté que les cristaux oblongs qui ne se déforment pas peuvent subir des pivotements au cours de la déformation plastique des roches qui les englobent en tendant à occuper une position parallèle à la surface de cisaillement.

Les traces de pivotement peuvent être notées également dans des grains de forme sphérique. C'est ainsi qu'on a observé des traces de rotation des grains sphériques ou quasi sphériques du grenat. Ces indices sont particulièrement bien visibles au cas où simultanément à la rotation, se produit l'accroissement des porphyroblastes du grenat, qui en augmentant entraînent des fragments de la roche encaissante. Dans ce cas les intrusions se disposent au sein des grains en forme de spirale (structure en boule de neige, fig. 157).

Des tentatives ont été faites dans le but de déterminer la grandeur des déplacements relatifs engendrés par le pivotement du grain de grenat. Dans la série chlorites-schistes à séricites rencontrés en Suisse le diamètre du grenat porphyritoblastique est en moyenne de 3 mm. L'enroulement de la spirale des inclusions dans l'un des échantillons a montré que le grain a pivoté de 320° . Pour un tel pivotement il fallait que deux couches de schistes distantes de 3 mm l'une de l'autre se soient déplacées l'une par rapport à l'autre de 8,4 mm. L'épaisseur globale de l'assise des schistes atteint 100 m. Si l'on admet que la déformation a affecté d'une façon régulière toute l'assise, le toit de cette assise aurait dû se déplacer par rapport au mur de 287 m. La déformation s'est manifestée sous forme d'un simple glissement et a été engendrée par un couple de forces agissant parallèlement au toit et au mur de l'assise.

Sous l'action de charges plastiques les cristaux se déforment. Le mécanisme de ces déformations a été étudié sommairement plus haut. Elles se manifestent par des translations, des maclages, des recrystallisations. Toutes ces modifications engendrent en bloc dans

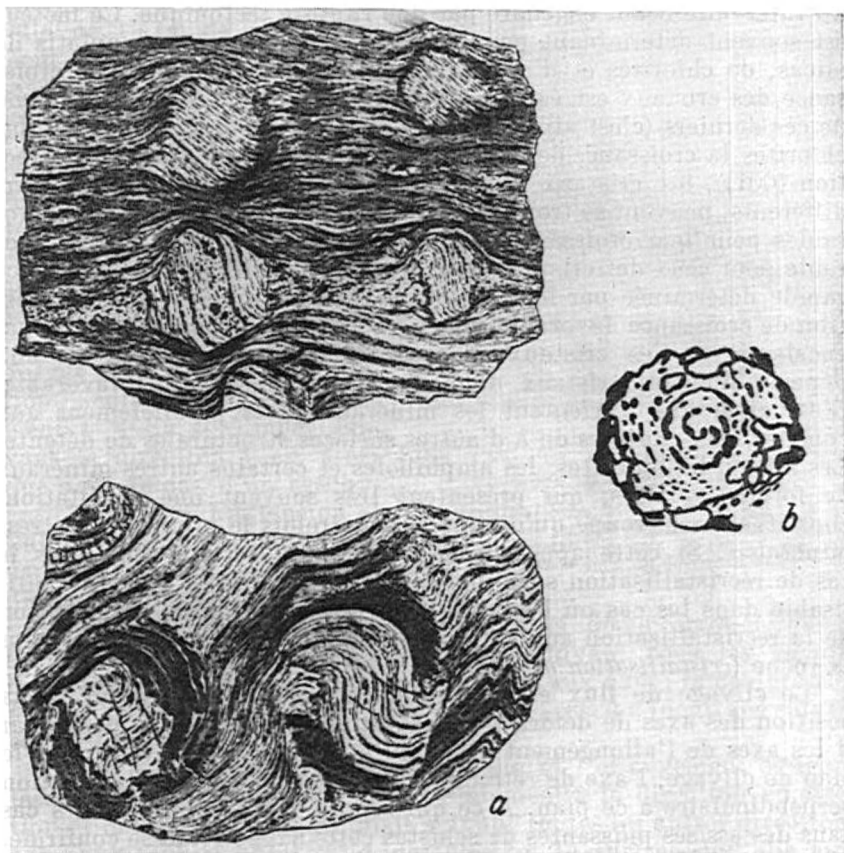


Fig. 157. Porphyroblastes du grenat dans des schistes du Secondaire inférieur. Alpes suisses (d'après A. Heim):

a — indice de pivotement des cristaux dans une roche déformée; la schistosité traversant les grains de grenat s'est incurvée du fait de leur pivotement; *b* — structure en « boule de neige »; le grain de grenat s'accroissant a entraîné des fragments de la roche encaissante dans le pivotement.

la disposition des grains une polarité soit du fait de pivotement, soit par suite de déformation: les axes oblongs des grains acquièrent une disposition préférentielle parallèle à l'axe long de déformation de toute la roche et corrélativement les axes courts des grains se disposent de préférence parallèlement à l'axe court de déformation.

Les cas considérés doivent être distingués des polarités des cristaux engendrées par les particularités de structure des roches qui favorisent la croissance des cristaux dans une certaine direction privilégiée. C'est ainsi que la croissance des cristaux s'effectue plus rapidement dans la direction parallèle à la séparation entre les couches ou à l'intervalle béant engendré par une rupture tectonique. Ce facteur est souvent déterminant pour la croissance des cristaux aplatis de micas, de chlorites et d'amphiboles. Comme la direction de croissance des cristaux est également influencée par la structure intime de ces derniers (c'est ainsi que, par exemple, pour des micas et des chlorites la croissance des cristaux est la plus rapide dans la direction {001}), les cristaux séparés, à l'origine orientés dans des sens différents, peuvent se trouver dans des positions plus ou moins favorables pour leur croissance orientée. La situation est la plus favorable pour ceux des cristaux pour lesquels la direction de croissance rapide déterminée par leur structure interne coïncide avec la direction de croissance favorable engendrée par l'arrangement des roches encaissantes. Ces cristaux disposés favorablement croissent aux dépens d'autres cristaux dont la position est moins favorable. C'est ainsi que s'orientent les minéraux plats parallèlement aux couches, aux ruptures ou à d'autres surfaces structurales de détente. Les micas, les chlorites, les amphiboles et certains autres minéraux de formes aplaties, qui présentent très souvent une orientation, constituent un groupe qu'on appelait autrefois le groupe de « stress minerals ». Si cette appellation conserve un certain sens dans le cas de recristallisation sous une compression dirigée, elle est inutilisable dans les cas où l'orientation est le résultat de l'adaptation de la recristallisation aux surfaces structurales déjà existantes dans la roche (*cristallisation mimétique*).

Le clivage de flux est généralement un bon indicateur de la position des axes de déformation. C'est en effet ce qui se passe, car si les axes de l'allongement maximal et moyen se trouvent dans le plan de clivage, l'axe de rétrécissement maximal occupe la position perpendiculaire à ce plan. A ce qui semble dans la plupart des cas dans des assises puissantes de schistes cette supposition se confirme. L'axe de l'allongement maximal est alors disposé normalement à la charnière du pli (c'est-à-dire dans le cas d'une charnière horizontale et d'un pli droit il est dirigé verticalement). Mais étant donné la diffraction notée dans le clivage avec le passage d'une roche à l'autre, il est nécessaire de vérifier chaque fois si on n'est pas en présence d'un écartement local du clivage de sa position « normale ».

Le développement des plis de flexion longitudinale témoigne que le domaine de leur répartition était le siège d'une déformation générale de rétrécissement dans le sens normal aux plans axiaux des plis et d'une déformation générale d'allongement parallèle au même plan et normale aux charnières des plis. Dans le cas de plis couchés

l'axe de rétrécissement maximum est vertical ce qui montre que ces plis sont écrasés sous la charge des assises susjacentes.

En certains points on a observé des dispositions de plis en échelons longeant la trace d'un décrochement tectonique. Il paraît que dans ce cas les plis se sont formés par compression horizontale engendrée par le décrochement. De la position de plis on peut déduire celle de l'axe de rétrécissement maximal qui fournit à son tour la direction du décrochement (fig. 158).

Dans les plis de flexion transversale l'axe de rétrécissement maximal est en général vertical, tandis que l'axe de l'allongement maximal se situe dans le plan des couches (dans l'ensemble horizontalement). Si la courbure du pli varie suivant la direction empreintée, l'allongement y varie également suivant la direction. C'est ainsi que dans le cas d'un brachy-anticlinal étiré l'extension et l'allongement sont maximaux dans le sens transversal à la direction du pli et minimaux suivant cette direction. Dans le cas d'un dôme arrondi, quand la courbure des couches est la même suivant tous les rayons, la déformation est symétrique par rapport aux axes : la compression dans le sens vertical s'accompagne d'une extension identique suivant tous les rayons.

Dans les plis de ce genre l'extension et l'allongement se manifestent non pas seulement transversalement à la direction, en direction et le long des rayons, mais suivant toutes les autres directions, car pour tout compartiment des couches la surface des plis ainsi formés augmente. Par exemple, l'extension et l'allongement se manifestent le long des lignes contournant le pli (axes d'extension concentriques).

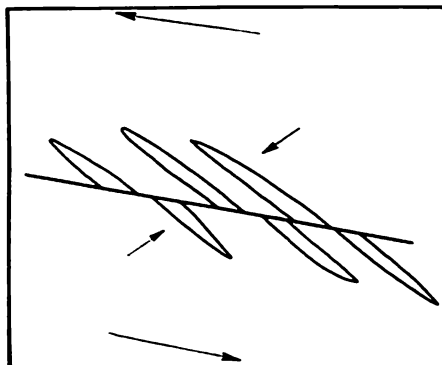


Fig. 158. Plis engendrés par un décrochement tectonique (schéma).

Les grandes flèches indiquent le couple de forces principal, les petites flèches, la compression secondaire engendrée par le champ de contraintes le long du décrochement.

RECONSTITUTION DES CHAMPS DE DÉFORMATIONS ET DE CONTRAINTES D'APRÈS LES RUPTURES

La fissure d'étirement se dispose normalement par rapport à l'axe d'extension et d'allongement maximal. Il s'agit donc de distinguer la fissure d'étirement parmi tout le complexe de fissures. On

considère habituellement que les fissures d'éirement constituent des accidents en zigzag qui s'allongent en direction, qu'elles sont béantes et remplies de matières étrangères, ont des bords irréguliers et striés. Ces indices sont suffisamment sûrs, s'ils n'ont pas été émoussés par des dislocations postérieures, par exemple, par des déplacements longitudinaux le long des mêmes fissures après la modification du champ de contraintes: après glissement le long de la fissure les bords ne sont plus striés mais polis. Un grand intervalle béant (écartement) est le signe le plus probant qu'on est en présence d'une fissure d'éirement.

Les axes de compression maximale et moyenne doivent se disposer normalement à l'axe d'extension maximale, mais il n'est pas possible de savoir quelle position ils occuperont dans le plan perpendiculaire à cet axe en se basant sur des fissures d'éirement. Pour résoudre ce problème, il est nécessaire de faire appel à des fissures de cisaillement.

Les fissures de cisaillement peuvent être distinguées par l'absence d'intervalle béant, leur nature rectiligne et des bords rodés.

Si les fissures de cisaillement se confondent avec des surfaces de contraintes tangentielles maximales, ces deux systèmes se disposent alors sous un angle de 90° . La ligne d'intersection de ces systèmes est l'axe moyen de déformation et de contraintes. Les axes de compression et d'extension maximales seront dirigés normalement à l'axe moyen et suivant les bissectrices des angles formées par les fissures de cisaillement. Si on observe dans le voisinage immédiat des fissures d'éirement, il sera facile de déceler les axes d'extension et de compression. Si les fissures d'éirement ne s'observent pas, il faut faire appel à certaines observations complémentaires.

On a déjà indiqué (voir ch. 10) que la position réelle des fissures de cisaillement diffère de celle des plans de contraintes tangentielles maximales de façon que l'axe de compression occupe la place de la bissectrice de l'angle *aigu* formé par les fissures, quant à l'axe d'extension, il devient la bissectrice de l'angle *obtus* des fissures.

On peut utiliser ce fait si on est certain que les fissures n'ont pas subi des pivotements postérieurs au cours des déformations suivantes. Si après la mise en place des fissures de cisaillement, la déformation se poursuit suivant le même régime et atteint des dimensions importantes, la nouvelle position des fissures de cisaillement peut être inverse de celle de l'origine: l'axe de compression devient la bissectrice de l'angle obtus, et l'axe d'extension la bissectrice de l'angle aigu (voir page 210).

La position des axes de déformation et de contraintes peut être déterminée de façon plus sûre au cas où on peut trouver des indications sur la direction des déplacements le long des fissures de cisaillement. Ces déplacements aussi infimes qu'ils soient doivent obliga-

toirement avoir lieu lors de la formation des fissures de cisaillement et leurs traces peuvent être décelées.

La fissure peut couper des couches, des dykes, des veines ou d'autres corps géologiques dont les parties seront ainsi séparées par la fissure et subiront des déplacements les uns par rapport aux autres. Avant d'interpréter les déplacements de dykes et des veines on doit s'assurer que les parties séparées appartiennent au même corps et ne sont pas des corps distincts qui se sont insinués indépendamment de deux côtés de la fissure.

Dans un matériau finement stratifié et schisteux (surtout dans des schistes métamorphiques) les couches peuvent être recourbées et fracturées au voisinage des fissures de cisaillement. Fort souvent cette dernière se voit complètement remplacée par ces replis et fractures de la stratification ou de la schistosité. Dans ce cas la direction du repli ou de la fracture est celle du déplacement. On observe des zones conjuguées de broyage qui remplacent complètement les fissures de cisaillement conjuguées (fig. 159). Si les zones de broyage se recoupent mutuellement, il se forme au point d'intersection des plis pincés (deux anticlinaux et deux synclinaux) attenant l'un à l'autre (fig. 159). Ces plis sont quelquefois appelés plis en chevron. Or comme on peut le constater, les plis pincés, ou en chevron, ne sont pas en réalité des plis. En fait ce sont des flexures affectées de fractures le long de la fissure et en rapport avec des déplacements suivant cette dernière. La largeur des zones de broyage, de même que celle des plis pincés, atteint généralement quelques centimètres.

En combinant les procédés indiqués on peut reconstituer les champs des déformations et des contraintes tectoniques d'après les fissures.

Les grands chevauchements et décrochements peuvent également être utilisés à ces fins. Le plissement est généralement accompagné de chevauchement en écaillés. Leur direction est dans l'ensemble perpendiculaire à l'axe de compression maximale, c'est-à-dire est parallèle à la direction des plis, quant à la surface de chevauchement, elle peut être assimilée à la surface de cisaillement ; l'axe d'allongement maximal est généralement dirigé, si non verticalement, tout au moins sous une grande pente, de préférence dans la direction de « refoulement » du matériau.

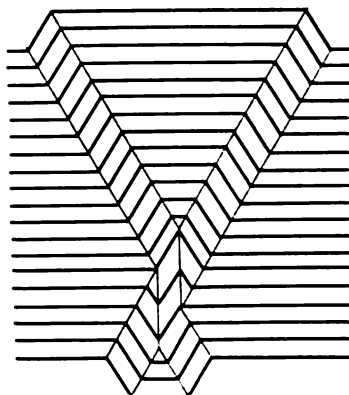


Fig. 159. Zones de broyage conjuguées de la schistosité (d'après J. Ramsay).

CHAMPS DE DÉFORMATION D'ORDRES DIFFÉRENTS

Dans les exemples cités on a mentionné des champs de déformations dont l'échelle était a priori différente. D'un côté on envisageait un champ de déformations qui englobait une série de plis, tandis que de l'autre on étudiait les déformations affectant la partie interne des couches plissées. Dans ce cas si pour un compartiment plissé en bloc en une série de plis droits, l'axe de rétrécissement maximal se dispose horizontalement et perpendiculairement à la direction des plis, l'axe de l'allongement maximal étant vertical et l'axe moyen s'étirant le long de la direction, à l'intérieur des couches le champ de déformation de même orientation ne s'observe que dans les charnières des plis, quant aux flancs de ces derniers, le champ de déformations y est différent et varie de couche en couche et d'un compartiment à l'autre.

Les observations ont permis de distinguer pour une grande structure un champ de déformation commun à toute la formation et des champs locaux pour chacun de ses éléments et dans ce cas on distingue habituellement entre les deux types de champs des différences plus ou moins marquées. C'est pourquoi, on doit tenir compte de l'échelle du champ de déformation qu'on est en train d'étudier.

Si on se propose de reconstituer le champ de déformations de grandes structures ou d'une grande région englobant plusieurs structures, il est nécessaire d'envisager des déformations plastiques ou des ruptures commensurables avec les dimensions de la région étudiée et qui sous tous les angles correspondent au champ de contraintes le plus général. On peut ranger dans cette catégorie ; toutes les structures plissées dans leur ensemble, les grands chevauchements, les décrochements, les failles recoupant toute la région de la fissure de cisaillement ou d'étirement. Si, au contraire, on enregistre les dimensions de petites fissures se concentrant dans des couches isolées on ne découvrira que les particularités des champs locaux de déformations ou de contraintes et on commettra une faute énorme en interpolant ces observations pour la reconstitution de champs d'importance générale.

D'où une *règle méthodique* générale que l'on oublie souvent : *au cours de l'étude des champs de déformations tectoniques on doit toujours mettre en corrélation des structures d'un même ordre de grandeur et occupant la même position dans la série de formes structurales du compartiment considéré.* Le problème du choix de l'ordre de grandeur des structures se résout en fonction des conditions géologiques locales. L'établissement de la « hiérarchie » des éléments structuraux observés constitue un problème de recherche fort ardu. Mais c'est seulement une fois ce problème résolu que l'on peut aborder l'étude de données permettant de déceler l'orientation des champs de déformations.

Généralement on juge de la direction des axes principaux de déformation sur la base d'un traitement statistique de multiples observations isolées, car on considère qu'il faut éliminer les écartements aléatoires de l'orientation principale du champ. Sans nier l'utilité de la détermination des moyennes permettant de simplifier les déductions finales, il est nécessaire de souligner que les soi-disant écartements aléatoires sont toujours conditionnés par des particularités locales du champ de déformation et présente un intérêt séparé. Dans certains cas il sera peut être possible de déterminer la cause de ces écartements. C'est pourquoi, au lieu de rechercher sur une grande aire la moyenne des données sur la disposition des fissures ou sur l'orientation des déformations plastiques de telles ou telles inclusions, il conviendrait plutôt de tenter d'établir un schéma plus détaillé de la répartition de ces données pour mieux déceler toutes les particularités locales.

En tout cas, il faut se garder de mélanger lors de la recherche de moyennes des données se rapportant à des éléments différents d'une grande structure. Il est évident, si on met dans le même tas des données sur la position des fissures sur les flancs des plis et sur ses parties périclinales et, si on en déduit ensuite la moyenne, cette dernière n'aura aucun sens. Il faut rechercher des moyennes séparées pour les flancs où la direction des couches varie peu, ainsi que pour des compartiments isolés et suffisamment petits de la partie périclinale dans les limites de laquelle la direction des couches est très variable. De plus, la moyenne doit être déduite non pas d'après le nombre de mesures, mais suivant les dimensions des aires pour lesquelles la disposition de tel ou tel élément structural est représentative

DÉRANGEMENTS POSTÉRIEURS DU CHAMP DE DÉFORMATION ORIGINEL

On a déjà noté que les fissures tectoniques après leur mise en place peuvent subir des pivotements et des déformations du fait de mouvements tectoniques postérieurs.

Les fissures de cisaillement prennent en pivotant des positions qui ne cadrent nullement avec celles des axes de déformation. Si le rétrécissement suivant l'axe de compression maximal atteint 40 %, alors dans tous les cas cet axe deviendra la bissectrice non pas de l'angle aigu mais de l'angle obtus formé par les fissures de cisaillement (fig. 160). On a vu qu'une fois la rotation des fissures de cisaillement est devenue suffisante pour que l'augmentation du frottement puisse arrêter le mouvement, il peut se former des fissures de cisaillement de seconde génération dont l'orientation est fonction du régime de distribution des contraintes primaires (voir ch. 10). De la même façon peuvent apparaître des fissures de troisième généra-

tion. C'est la preuve évidente que lors de la variation du champ de déformation, le champ de contraintes reste inchangé.

Les fissures d'étirement en échelons mises en place dans la zone du décrochement au cas où ce décrochement continue à se développer se tordent. Si en même temps les fissures continuent à s'allonger, elles acquièrent une forme en S. L'enroulement du segment central de la fissure peut servir de base pour l'appréciation de l'amplitude du décrochement depuis la mise en place de la fissure.

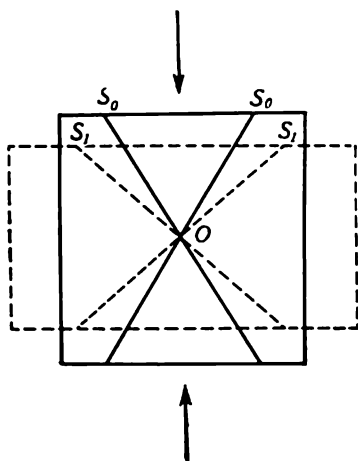


Fig. 160. Schéma illustrant le pivotement de la fissure de cisaillement au cours d'une déformation.

Les lignes continues indiquent la forme originelle du corps ainsi que la position initiale des fissures de cisaillement (S_0). Les lignes en pointillés montrent la forme du corps et la nouvelle position des fissures de cisaillement (S_1).

Sur la fig. 161 on a montré le profil d'un anticlinal de la partie Nord-Ouest de la Subcaucasie. Examinons la rupture désignée par la lettre A. Elle est inclinée d'un angle proche de 45°. Mais on commettrait une erreur en pensant que cette inclinaison est originelle pour en déduire des rapports entre cette rupture et les contraintes. Au toit cette rupture bute contre la semelle de l'Oligocène qui recouvre de façon discontinue les couches érodées du Eocène et du Paléocène. La rupture existait avant le dépôt des sédiments de l'Oligocène. Mais la surface de ces derniers dépôts était primitivement horizontale. Et il est facile de voir qu'à l'époque la rupture A occupait une position verticale. L'inclinaison s'est formée plus tard en même temps que l'inclinaison de la semelle de l'Oligocène. Cette position verticale originelle de la rupture doit être prise

en considération lors de la reconstitution du champ de contraintes que lui a donné naissance.

Dans des conditions plus complexes il est plus difficile ou même impossible de déceler sur le terrain les accidents postérieurs. Dans ce cas des expériences sur modèle présenteraient plus d'intérêt en permettant de reconstituer le déroulement de la déformation et pas seulement son résultat final. Les principes de la simulation sur modèle ont été exposés sommairement plus haut. En utilisant des matériaux plastiques (argile humectée et diverses graisses) on peut simuler une structure tectonique et durant un laps de temps assez court observer les différentes phases de son évolution.

On a décrit, par exemple, plus haut une tentative de détermination de la position des champs de déformation locaux dans des couches

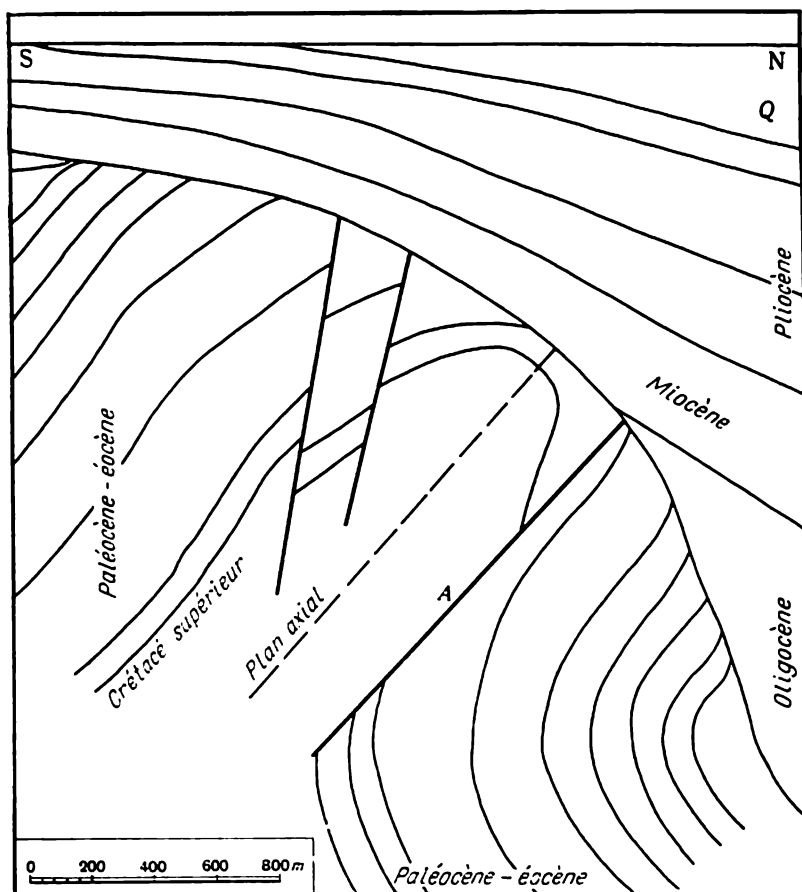


Fig. 161. Pli anticlinal dans des dépôts du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Eocène recouvert en discordance par des sédiments de l'Oligocène et du Miocène (Nord-Ouest du Caucase).

affectées de plis de flexion longitudinale (voir fig. 44). Dans ce but on a dessiné sur les côtés des couches des ronds, qui après déformation sont devenus des ellipses. On a ainsi constaté que les directions des grands et petits axes des ellipses se disposaient en corrélation avec le régime général des déformations rien que dans les charnières des plis. Sur les flancs des plis les axes de l'ellipse se disposaient différemment: en éventail s'ouvrant vers le haut dans certaines couches pour les anticlinaux et dans d'autres pour des synclinaux. L'étude de la question sur la nature primitive ou secondaire de ces ellipses, c'est-à-dire si leur position est le résultat d'action de champs

de déformation locaux ayant agi durant tout le plissement ou bien si cette position est la conséquence du pivotement postérieur des ellipses, a conduit à la conclusion que c'est la seconde hypothèse qui est juste.

Au début, quand les couches étaient soumises à un écrasement longitudinal régulier et n'avaient pas encore perdu leur rigidité, n'étant pas encore plissées, toutes les ellipses avaient leur grand axe vertical et les écarts de cette position étaient dus à des pivotements engendrés par des incurvations postérieures des couches et des glissements mutuels de ces dernières. Si les couches étaient affectées de fissures en rapport avec le régime de déformation correspondant à la position des ellipses, ces systèmes de fissures auraient dû être soumises à des rotations.

Les exemples donnés ne couvrent pas tous les cas possibles que peut rencontrer le chercheur dont le but est de reconstituer l'ancien champ de contraintes d'après les structures tectoniques observées. Mais ces exemples sont suffisants pour montrer que ce problème, s'il est élémentaire dans des cas simples, devient très ardu et exige l'utilisation de procédés spéciaux d'investigation quand la situation se complique.

Chapitre 13

GROUPEMENTS DE FORMES STRUCTURALES

Les formes structurales de différents types ne se rencontrent pas isolément. Elles sont toujours plus ou moins associées les unes aux autres et cela de la sorte que leurs rapports mutuels obéissent à certaines règles. La recherche de ces dernières constitue justement un des principaux objectifs de la tectonique régionale et générale.

Les groupements de formes structurales s'effectuent dans des conditions différentes sous l'effet de causes variées. C'est ainsi que dans un cas ces groupements sont fonction de séquences historiques de la mise en place des formes structurales. Cela signifie que dans un compartiment déterminé il s'est produit un jeu successif de dislocations qui se sont superposées les unes aux autres. C'est donc un *groupement historique de formes structurales*.

Dans un autre cas au cours d'une même phase de développement, dans des conditions physiques dans l'ensemble analogues, on voit apparaître des formes structurales différentes, soit du fait de l'hétérogénéité du milieu ainsi que des déformations, soit par suite du passage d'une forme de dislocation à une autre au cours d'un mouvement d'ensemble de l'écorce terrestre (par exemple, lors du passage de la déformation plastique à la rupture visqueuse). C'est alors un *groupement mécanique de formes structurales*.

Enfin, le groupement de formes structurales peut avoir une allure régionale. Il existe des règles de distribution de formes structurales différentes (ainsi que de leurs complexes) à la surface de la Terre qui sont régies par des lois générales du développement de l'écorce terrestre. C'est le *groupement régional de formes structurales*.

On fournira plus bas quelques exemples de groupements de formes structurales distinguées.

GROUPEMENT HISTORIQUE DE FORMES STRUCTURALES

A ce type de groupement appartiennent, par exemple, les différents gisements concordants ainsi que les divers modes de disposition discordante d'assises les unes sur les autres. Tous ces exemples ont été déjà étudiés plus haut (voir ch. 1).

Un rôle particulier revient aux discordances angulaires. Sur la fig. 5, *b* on a représenté une discordance : des couches plissées sont recouvertes en discordance angulaire par des séries horizontales n'ayant plus subi de dislocations. On doit noter que le long d'une même surface de discordance l'angle de discordance varie de place en place. Il est plus grand au-dessus des flancs des plis de l'assise inférieure présentant des pentes raides et diminue là où la couche

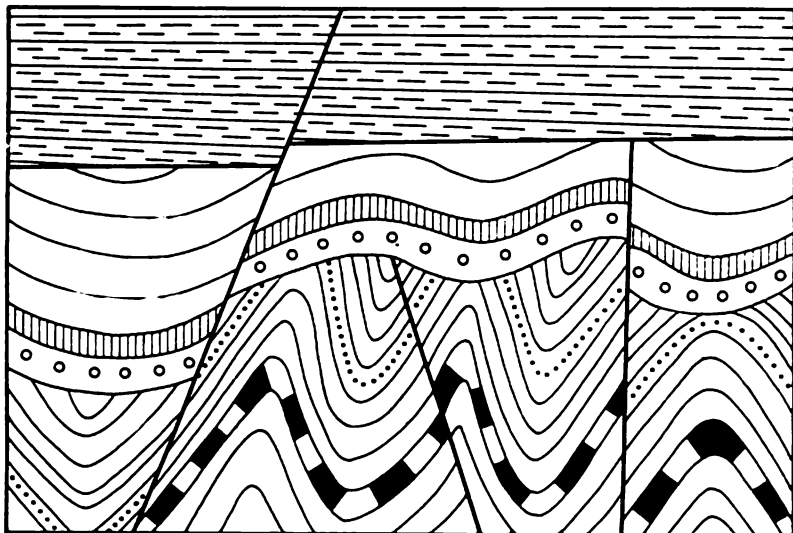


Fig. 162. Exemple de groupement historique de formes structurales. Schéma (voir explications dans le texte).

inférieure a des pentes plus douces (par exemple, au-dessus des charnières synclinales de l'assise inférieure). C'est pourquoi des observations limitées à des secteurs restreints donnent des résultats erronés sur la valeur de l'angle de discordance. Des observations isolées peuvent conclure à l'existence de contact concordant, quand en réalité on se trouve en présence d'une forte discordance angulaire. Pour s'assurer de l'existence de cette dernière, il faut étudier le contact sur une distance correspondant au moins à plusieurs plis de l'assise inférieure.

On peut observer le long d'une même coupe verticale des séquences de discordances angulaires, si la région a été affectée de dislocations successives. Sur la coupe représentée à la fig. 162 on voit que les couches du second complexe de sédiments à partir du bas, disposées en discordance sur le complexe disloqué sous-jacent, ont été après leur dépôt affectées de légers plis. Au-dessus s'est déposé

un troisième complexe resté horizontal qui repose en discordance angulaire sur le deuxième complexe.

Sur la même coupe on distingue des ruptures tectoniques de trois générations : l'une des ruptures a accidenté le complexe du bas sans se prolonger dans le complexe central, car elle a joué avant le dépôt de ce dernier ; la seconde rupture s'est formée après la mise en place de deux premiers complexes, mais avant l'accumulation des sédiments du complexe supérieur. Enfin, la troisième rupture recoupe les trois complexes. Toutefois, l'amplitude des déplacements le long de la rupture est différente suivant le complexe considéré : elle est plus grande dans le complexe inférieur, moins grande dans le complexe central et tout à fait insignifiante dans le complexe supérieur. Cela signifie que la rupture s'est développée progressivement. Au début, avant le dépôt du second complexe, elle recoupait le complexe inférieur dont les couches n'ont subi qu'un faible rejet. Après le dépôt du second complexe la rupture a rejoué en affectant les deux complexes en même temps : le complexe central et le complexe inférieur. Enfin, après la mise en place du complexe supérieur, la rupture a rejoué dans ce dernier également et un nouveau déplacement s'est produit dans les trois complexes. Par conséquent, l'amplitude finale du rejet dans le complexe inférieur est le résultat de trois déplacements, l'amplitude du rejet dans le complexe central, le résultat de deux déplacements, et l'amplitude du complexe supérieur ne correspond qu'à un seul déplacement.

Les complexes de roches séparés par des discordances angulaires portent le nom d'*étage tectonique*, ou *structural*.

Les formes structurales se disposant au-dessous et au-dessus de la surface de discordance peuvent appartenir à des types différents. C'est ainsi que dans le complexe inférieur on peut observer un plissement parfait (ou holomorphe), tandis que dans le complexe supérieur, séparé du premier par une discordance angulaire, le plissement peut être discontinu (ou idiomorphe), ou bien on n'y observe que des antéclises et des synéclises aux douces ondulations. Il en découle que toute description des formes structurales observées ne concerne qu'une partie limitée de la coupe de l'écorce terrestre : car au-dessus et au-dessous les conditions structurales peuvent être différentes.

Une certaine simplification des formes structurales est naturelle lorsqu'on passe des étages tectoniques inférieurs aux étages supérieurs ; il faut toujours avoir en vue qu'à chaque déformation suivante les complexes inférieurs se déforment une seconde fois. Si on observe des complications de la structure vers le haut de la coupe, c'est une indication que des conditions particulières interviennent (disposition renversée, nappe tectonique, phénomène d'injection dans les étages supérieurs, etc.). Ces conditions particulières doivent être étudiées spécialement.

Si les dislocations postérieures sont importantes, les formes structurales des complexes antérieures entraînées dans ces dislocations peuvent être fortement dérangées. Pour reconstituer leur forme originelle il faut par la pensée ou graphiquement rendre horizontale la surface de discordance angulaire disloquée et modifier corrélativement la position des structures du complexe inférieur. Dans ce cas on suppose que la surface, sur laquelle après l'interruption s'accumulent de nouvelles couches, est horizontale.

On a représenté sur la fig. 161 une grande discordance angulaire dont la surface est affectée d'une flexure. On voit dans le complexe inférieur un pli fortement déversé vers le Nord. Or, si on rend la surface de discordance horizontale, on verrait que le pli nommé occupait à l'origine la position de pli ouvert et droit à plan axial vertical. Il n'est devenu déversé qu'à la suite d'une nouvelle dislocation ayant plié la surface de discordance en flexure.

GROUPEMENT MÉCANIQUE DE FORMES STRUCTURALES

Des exemples de ce mode de groupement de formes structurales sont explicités par des combinaisons de plis de flexion longitudinale et de chevauchements en écailles; par des combinaisons de ces mêmes plis et des couches étirées en fuseaux et en boudins sur leurs flancs; par de plis de flexion transversale et de failles inverses et directes; par de flexures et de failles, etc. Dans tous ces cas les formes structurales ont été mises en place au cours de la même déformation et dans des conditions d'un même champ de contraintes. Dans certains cas ces dislocations associées mutuellement apparaissent simultanément, dans d'autres elles se forment successivement les unes après les autres. Généralement les dislocations discontinues suivent les dislocations continues: d'abord ce sont les plis qui se forment et c'est après seulement qu'ils sont dérangés par des chevauchements ou bien, au début, se forme une flexure qui par la suite passe à une faille. D'ailleurs, étant donné l'irrégularité du développement des dislocations, on peut toujours rencontrer un endroit où simultanément apparaissent des dislocations correspondant à des phases successives différentes. Ainsi, en se déplaçant le long d'une flexure, on découvrira des points où elle est déjà accidentée d'une rupture (faille).

L'indice essentiel de formes structurales en groupement mécanique est leur « concomitance ». Cela signifie qu'elles se complètent mutuellement et contribuent au développement de la déformation commune dans la même direction.

Les plis de flexion longitudinale aboutissent au rétrécissement de la projection horizontale des couches. Les chevauchements dérangeant ces plis contribuent au rétrécissement plus poussé de cette même projection horizontale. Une flexure correspond à un mouvement vertical relatif de deux blocs voisins de l'écorce terrestre. Le déplace-

ment suivant une faille accentue ce mouvement. Le principe de « concomitance » est essentiel pour la détermination si le groupement étudié se trouve réellement en rapports mécaniques. L'absence de « concomitance » est une indication que les dislocations opposées sont mises en place dans des milieux dynamiques différents dont les conditions de contraintes ne sont pas les mêmes et, par suite, ne peuvent pas être rangées dans des groupements mécaniques.

Revenons à la structure de la fig. 76. L'élément essentiel de cette structure sont les plis de flexion longitudinale. Ils sont dérangés par des chevauchements en écaillés. Ces deux espèces de dislocations sont mutuellement en rapport mécanique. Or elles sont simultanément accidentées de failles postérieures. Ces dernières témoignent de conditions absolument différentes : si les plis et les chevauchements se sont formés dans des conditions de compression horizontale, les failles, elles sont la conséquence d'extension de même direction horizontale. Par conséquent, dans l'intervalle de temps écoulé depuis la mise en place des plis et des chevauchements jusqu'à la formation de faille, il s'est produit un renversement du champ de contraintes tectoniques. C'est pourquoi, les failles ne peuvent être considérées dans le cas étudié comme des éléments se trouvant en rapport mécanique avec les dislocations antérieures.

La bonne compréhension des rapports mécaniques de formes structurales permet d'éviter des erreurs lors des études géologiques régionales. Ainsi en observant dans l'évolution d'un plissement discontinu (c'est-à-dire de plis de flexion transversale) des affleurements de ruptures tectoniques, dont l'inclinaison de la surface de glissement est invisible, il est tout naturel de conclure que ces ruptures sont le fait d'un jeu de failles, car dans ces conditions des chevauchements auraient produit des nappes en « surplomb ». Il est également impossible de concevoir que dans le groupe de roches supérieures d'un pli diapir les plis de flexion longitudinale sont en rapport mécanique avec ce dernier, car le champ de contraintes dans ce groupe se caractérise non pas par des compressions longitudinales, mais des extensions longitudinales.

GROUPEMENT RÉGIONAL DE FORMES STRUCTURALES

Ce groupement de formes structurales exprime les lois les plus générales et fondamentales du développement des mouvements tectoniques de l'écorce terrestre. Ces lois sont étudiées en détail dans les cours de tectonique.

On a précisé que la surface terrestre se divise en segments où les mouvements tectoniques sont d'intensité et de nature différentes. On se bornera à des notions élémentaires sur la division des continents en régions sans aborder le problème de la division des océans et des mers.

Sur les continents en qualité de zones tectoniques principales on distingue les *plates-formes*, les *géosynclinaux*, les *aires d'activité tectonique accrue* et les *rifts-zones*. Ces zones se distinguent par la vitesse, l'amplitude et le contraste des mouvements verticaux de l'écorce terrestre, par le type et l'intensité des plissements, la nature et l'échelle des manifestations magmatiques et métamorphiques.

Sur les plates-formes les mouvements tectoniques verticaux s'effectuent lentement et se caractérisent par des faibles amplitudes

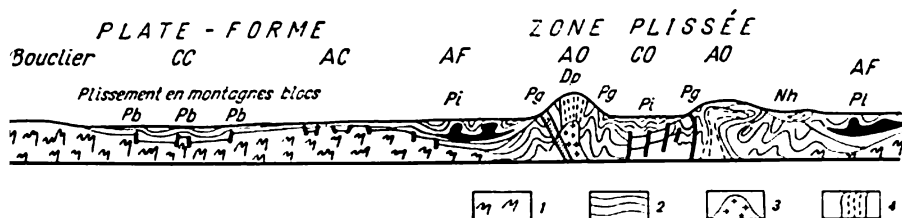


Fig. 163. Schéma de principe de

1 — soubassement cristallin; 2 — roches sédimentaires; 3 — granites; 4 — roches métaplastiques de faible densité (sel, gypse, etc.); 5 — roches SK — synclise; AK — antéclise; Af — avant-fosse; AO — anticlinorium; CO — synclinal; Pb — plissement en montagnes blocs; Pf — plissement de froissement général; Dp —

et un déroulement harmonique. Les plissements sont minimes, le magmatisme uniforme et, en général, de faible intensité. Au contraire, dans les aires géosynclinales l'activité tectonique et magmatique de l'écorce terrestre est très intense et variée. Les mouvements verticaux sont très contrastés et de grandes amplitudes, les plissements très complexes, le magmatisme varié et se manifestant à grande échelle. On voit également se développer un métamorphisme régional.

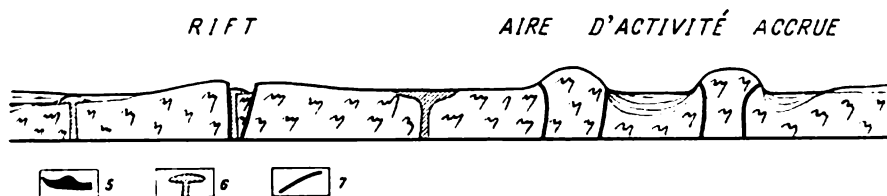
Les aires d'activité tectonique accrue se caractérisent comme les géosynclinaux par des mouvements verticaux contrastés de l'écorce terrestre de grandes amplitudes, toutefois ces aires de la croûte terrestre possèdent des antécédents historiques différents des géosynclinaux.

Les rifts (ou fossés d'effondrement) constituent des zones de jeu de fossés de l'écorce terrestre et s'accompagnent d'une intense activité volcanique.

Corrélativement aux différences dans les conditions tectoniques de ces aires variées, on distingue également des différences importantes dans leur structure actuelle (fig. 163).

Sur les *plates-formes* les couches gisent dans l'ensemble en position tranquille. Sur des grandes étendues elles se disposent presque horizontalement. On y observe de larges ondulations en forme d'antéclises et de synclises. Sur le fond de ces grandes formes structurales se développent des plis du type de plissements discontinus (idiomor-

phes). Ces plis sont en général de nature de montagnes-blocs. A la surface on observe les échos des ces plis en montagnes-blocs sous forme de dômes aux pentes douces ou de bourrelets. Plus rarement on rencontre de grands plis coffrés séparés par des failles. Toutes ces dislocations par plissements n'affectent la disposition calme des couches que localement. Si on tente de représenter sur un profil à la même échelle horizontale et verticale les plus importantes de ces dislocations (les synéclises et les antéclises) et les plus fréquentes (les plissements), on s'apercevra que le rôle structural de ces der-



la structure des zones tectoniques:

morphiques des diapirs profonds et des nappes tectoniques du type pennique; 5 — roches magmatiques effusives et intrusives; 7 — ruptures tectoniques.
 norium; Pl — plissement d'injection (de refoulement); Pb — plissement en montagnes-diapirs profonds; Nh — nappe tectonique du type helvétique.

nières est infime, quoique nombre d'entre elles constituent des réservoirs de pétrole et de gaz naturel et par-là présentent un grand intérêt.

En certains endroits des plates-formes on observe des plis d'injection qui se présentent en général sous forme de dôme de sel dont la genèse est due à des percements gravitationnels du sel.

Les dislocations discontinues se rencontrent sur les plates-formes sous l'aspect de failles (directes ou inverses). Les failles directes peuvent accidenter des synéclises. Elles se rencontrent également dans le groupe de roches supérieures des plis diapirs où elles sont la conséquence d'étirements des couches. Les failles inverses peuvent affecter les flancs des plis coffrés.

On ne rencontre pas sur les plates-formes de plissements parfaits ainsi que de batholites. Et ce n'est que par endroits qu'on voit apparaître des petites intrusions (veines, massifs) ou des filons-couches. Les formations effusives sont importantes dans certaines régions, mais elles sont toutes uniformes: ce sont presque exclusivement des épanchements formant des plateaux de lave basaltique.

Toute autre est la structure des aires tectoniques géosynclinales.

Grâce à des mouvements ondulatoires intenses et contrastés de l'écorce terrestre un *géosynclinal* se partage toujours entre des hauts soulèvements et de fossés profonds dont l'amplitude relative peut atteindre 15 à 20 km. Ces soulèvements et ces fossés subsidents ne s'expriment que partiellement en surface, car leur formation s'accom-

pagne d'érosion (sur les soulèvements) et d'accumulation de sédiments (dans les fossés) qui en fin de compte compensent presque complètement les mouvements verticaux. Il en résulte de fortes variations dans l'épaisseur de roches sédimentaires accumulées. Dans certaines zones les sédiments de certains âges peuvent complètement manquer, tandis qu'à côté, à une distance de plusieurs dizaines de kilomètres, l'épaisseur de roches du même âge peut se mesurer par des kilomètres.

Dans les aires géosynclinales s'élaborent des plissements intenses qui avec le temps donnent lieu à des zones *plissées* et c'est justement ces dernières qui constituent la forme structurale engendrée par le développement géosynclinal ¹⁾, qu'on observe actuellement dans l'arrangement de l'écorce terrestre. Les géosynclinaux se caractérisent par un développement de plissements parfaits, ou holomorphes (selon la classification cinématique, de plissements de froissement général). Cela ne signifie pas qu'on ne rencontre pas dans les géosynclinaux d'autres types cinématiques de plissements: plissement d'injection ou en montagnes-blocs. Au contraire, il arrive souvent quand ces derniers plissements occupent dans les géosynclinaux des aires plus importantes que les plissements de froissement général. Et même on peut dire que les plissements d'injection et en montagnes-blocs sont généralement plus développés dans les géosynclinaux que sur les plates-formes: c'est ainsi que dans les géosynclinaux les montagnes-blocs peuvent s'exprimer sous forme de très grand soulèvement en coffre dont l'amplitude peut atteindre plusieurs kilomètres, tandis que les plis d'injection y apparaissent essentiellement sous forme d'anticlinaux en crêtes s'étirant sur des dizaines de kilomètres. Toutefois, c'est la présence de plissement de froissement général, absent sur les plates-formes, qui caractérise le géosynclinal ou la zone plissée.

Les plis de différents types des aires géosynclinales s'assemblent dans des zones plissées en constituant des formes structurales plus grandes: les *anticlinoriums* et les *synclinoriums*. Les premiers sont dans l'ensemble des structures à style anticlinal mais groupant un grand nombre de plis anticlinaux et synclinaux. Les seconds constituent également un groupement d'un grand nombre de plis anticlinaux et synclinaux, mais dessinant un grand synclinal. Les anticlinoriums et les synclinoriums sont le résultat de mouvements oscillatoires de l'écorce terrestre et appartiennent ainsi à la même catégorie de grandes courbures de la croûte terrestre que les antéclises et les synéclises des plates-formes. Mais si ces derniers sont très peu dérangés par des plissements et apparaissent en quelque sorte

¹⁾ Le terme géosynclinal est donc une notion historique, traduisant le régime d'évolution de l'écorce terrestre; la zone plissée est une notion structurale définissant l'aboutissement de l'évolution géosynclinale d'une certaine zone.

comme des formes structurales « pures » dont la formation est régie par des mouvements verticaux affectant des grandes étendues de l'écorce terrestre. Les anticlinoriums et les synclinoriums sont de leur part toujours fortement accidentés de plissements qui masquent dans les zones plissées le lien direct de ces grands soulèvements et fossés subsidents avec les mouvements verticaux de l'écorce terrestre.

En général, les anticlinoriums sont affectés de plissements plus intenses que les synclinoriums. C'est dans les premiers que se concentrent les plissements de froissement général accompagnés de chevauchements et dans certaines régions plissées de nappes tectoniques. A l'opposé, dans les synclinoriums ce sont les plissements d'injection et en montagnes-blocs qui sont les plus répandus.

Les anticlinoriums se caractérisent par un métamorphisme régional et un magmatisme très varié. On y voit se développer un diapirisme de profondeur. Le magmatisme s'y exprime sous forme d'effusion ainsi que de masses intrusives fort variées. En particulier, dans les noyaux des anticlinoriums on voit se former des batholites granitiques.

Dans les synclinoriums le métamorphisme et le magmatisme sont moins manifestes ou sont complètement absents. On y rencontre plus souvent de petites intrusions (massifs, laccolites).

Généralement à la périphérie des zones plissées au contact avec la plate-forme voisine on trouve un fossé profond appelé *avant-fosse*. Cette avant-fosse est dissymétrique : la partie contiguë à la plate-forme est en pente douce, tandis que l'autre flanc, voisinant avec le premier anticlinorium de la zone plissée, est abrupt. Dans les avant-fosses se développent des plissements en montagnes-blocs et d'injection et dans ces derniers des plis en crêtes et des plis diapirs. Le magmatisme ne s'y manifeste pas ou s'exprime sous forme de petites intrusions (laccolites, massifs, dykes) et de faibles épanchements volcaniques.

Entre les aires typiquement géosynclinales et celles de plates-formes il y a toute une gamme de régimes tectoniques transitoires dont on ne parlera pas ici.

Les *aires d'activité tectonique accrue* se caractérisent par des grands soulèvements de blocs faillés ou de reliefs en dômes séparés par des bassins. C'est ainsi que le Tian-Chan, qui constitue une aire d'activité tectonique accrue, se trouve divisé en des soulèvements suivant des blocs faillés qui forment les reliefs et les blocs abaissés se disposant au fond des bassins. Les failles séparant les blocs sont dans l'ensemble verticales, toutefois dans leur partie supérieure elles s'inclinent et deviennent même horizontales en formant des chevauchements et des nappes en surplomb.

Ces aires ont été distinguées sur la base de leur histoire géologique qui se divise en trois étapes : au début elles étaient occupées par

un géosynclinal se caractérisant par d'intenses mouvements tectoniques ; puis a succédé une phase de plate-forme à activité tectonique calme ; et, enfin, dans la troisième étape un rejeu d'activité de mouvements tectoniques se caractérisant essentiellement par des déplacements verticaux de grands blocs de l'écorce terrestre. Dans le Tian-Chan la première étape s'est achevée au Primaire, la seconde s'est déroulée durant le Secondaire et le Paléogène, quant à la troisième phase, elle s'est développée au Néogène et à l'Antropogène. Durant cette dernière étape le Tien-Chan s'est transformé en une aire d'activité tectonique accrue. En règle générale, on observe dans le temps des transformations du régime géosynclinal en régime de plate-forme qui se prolonge durant la période géologique suivante.

Les *rifts* sont des zones de développement de jeu de fossés. En général, ils se disposent sur des boucliers, c'est-à-dire dans les régions d'affleurement de vieux socles de plates-formes. Sous des rift-zones la surface du soubassement cristallin se présente en une voûte à pente douce occupant un vaste territoire et dont l'amplitude verticale est de 2 à 3 km. Le fossé s'effondre le long de l'axe de la voûte. Habituellement la structure de ces fossés est complexe et ils peuvent se diviser en des fossés d'ordres secondaires séparés par des môles (voir fig. 62 et 70). La mise en place des rifts s'accompagne d'activités volcaniques.

Comme exemple de rifts on peut citer les rifts du lac Baïkal en Sibérie orientale ou le fossé Rhénan en Europe occidentale. Toutefois le rift continental le plus grandiose est celui de l'Afrique orientale qui s'étend sur plus de 6000 km, de la mer Morte au Nord jusqu'à l'embouchure du Zambèze au Sud. A cet énorme rift appartiennent les fossés de la mer Rouge, de l'Ethiopie, du Kenya, de l'Ouganda, de la Tanzanie, du Congo et du Malavie (fig. 164).

Tous les rifts connus à ce jour ont un jeune âge. Les soulèvements sur lesquels ils se sont formés ont été mis en place à la fin du Secondaire et au Paléogène, quant aux fossés, ils se sont formés et développés au Néogène et à l'Antropogène. Les observations sismiques montrent que l'activité tectonique se continue dans la zone des rifts même aujourd'hui.

En caractérisant un groupement régional de formes structurales (aire géosynclinale, aire de plate-forme, aire d'activité tectonique accrue ou zone des rifts), il faut se rappeler que chaque groupement régional correspond toujours à un certain complexe stratigraphique, à un certain étage structural. C'est pourquoi la notion de complexe structural régional n'a de sens qu'une fois associée à tel ou tel étage tectonique.

C'est ainsi que sur la plate-forme Russe le groupement régional de formes structurales correspond aux roches s'échelonnant du Riphénien (Ouralien) à la base jusqu'au Moderne vers le haut. C'est dans ce complexe de sédiments qu'on rencontre des structures de plates-

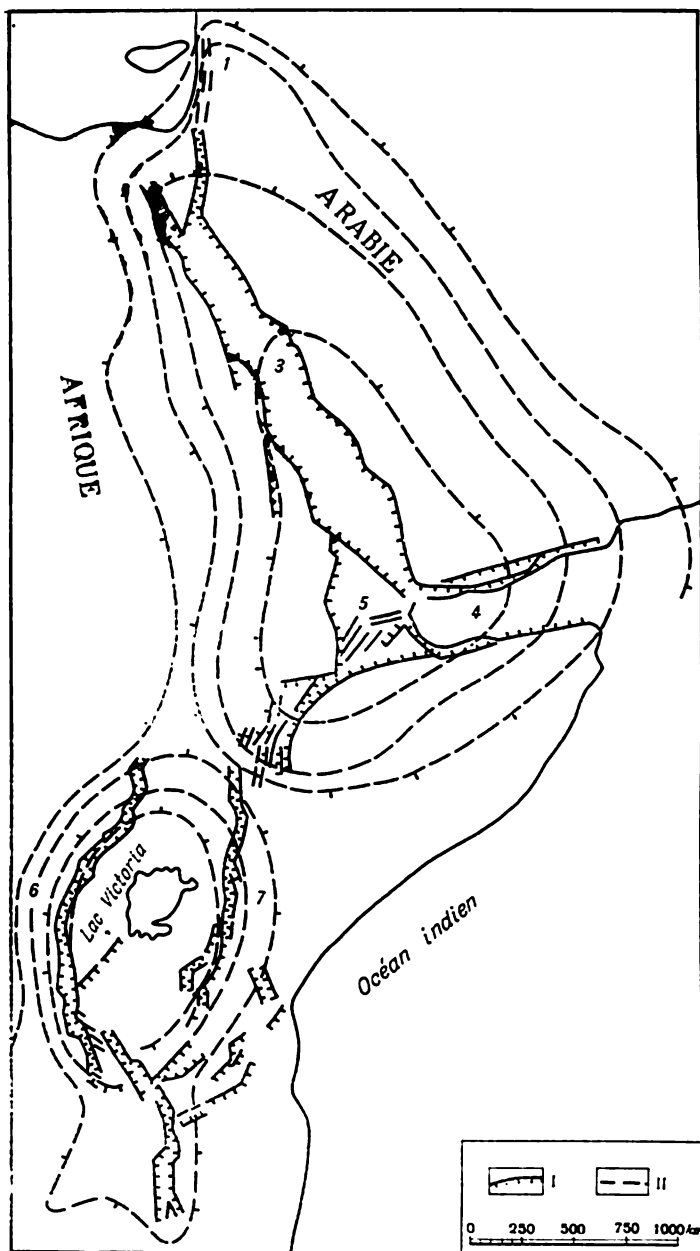


Fig. 164. Système de rifts de l'Afrique orientale (d'après H. Cloos).

I — failles; les traits sont tournés vers le flanc abaissé; II — courbes de niveau conventionnelles formant deux grandes antécises associées aux rifts de l'Afrique et de l'Asie, ainsi qu'aux fossés de l'Afrique orientale proprement dits appartenant à un vaste système de rifts: 6 — mer Morte; 2 — canal de Suez; 3 — mer Rouge; 4 — golf d'Aden; 5 — Ethiopie; 1 — branche occidentale du rift de l'Afrique orientale; 7 — branche orientale du rift de l'Afrique orientale (« rift de Gregory »).

formes typiques: antéclises et synéclises, plissements discontinus (idiomorphes), etc. Les roches plus anciennes, du Protérozoïque moyen et au-delà constituent un étage différent. A cette époque, la plaine Russe était occupée par un géosynclinal avec toutes les incidences de son développement. Il s'y formait des zones plissées dont les roches étaient métamorphisées, traversées d'intrusions et fortement plissées. Ces roches constituent aujourd'hui le *socle cristallin de la plate-forme*. Il forme le soubassement du complexe de la plate-forme mais n'y appartient pas. Cette architecture à deux étages, le soubassement et la couverture de la plate-forme est typique pour les aires de plates-formes. Toutefois l'âge du soubassement peut être varié.

Au Tien-Chan ce sont les roches de la fin du Paléogène au Moderne qui seules appartiennent au complexe de la zone d'activité tectonique accrue. Leur disposition est entièrement fonction des mouvements verticaux de blocs faillés ayant joué durant la période d'activité accrue. Les sédiments secondaires et du Paléogène inférieur forment un autre étage structural correspondant au complexe de formes structurales des plates-formes. Ces formes, toutefois, n'apparaissent pas facilement, car elles ont été fortement modifiées par des mouvements postérieurs développés au cours de la période d'activité tectonique accrue. Les roches primaires et plus anciennes constituent encore un étage structural: elles appartiennent à un complexe typiquement géosynclinal.

Ainsi donc, dans le Tien-Chan on distingue au moins trois complexes structuraux.

Les particularités de la distribution régionale des formes structurales n'ont été qu'abordées dans ce chapitre, leur étude plus détaillée est développée dans des cours de tectonique. On y établit les lois générales du développement tectonique de l'écorce terrestre qui permettent de comprendre les singularités observées de la distribution des formes structurales.

Les groupements de formes structurales décrits sont répartis non seulement sur les continents actuels, mais également dans les mers plates recouvrant les plateaux continentaux.

C'est ainsi que les forages et les recherches géodésiques dans les mers du Nord et d'Irlande ont décelé dans des terrains secondaires, tertiaires et quaternaires constituant le fond de ces mers des structures en antéclises et synéclises ainsi que des plis diapirs.

Les plis diapirs ont été rencontrés au fond des mers plus profondes (Gulf de Mexique, mer des Antilles et Méditerranée, plateau continental de l'Afrique occidentale, etc.). Toutefois la structure des mers profondes et des océans diffère fondamentalement de la structure des continents. Mais le niveau de nos connaissances ne permet pas de distinguer les types et la nature des structures océaniques.

TABLE DES MATIÈRES

Introduction	5
Chapitre 1. Formes primitives de disposition des terrains	9
Formes primitives et secondaires de disposition des terrains	9
Formes primitives de disposition des roches sédimentaires. Arrangement des terrains en couches	10
Structure intime originelle des roches sédimentaires	13
Rapports entre les couches	16
Variation latérale de la composition et de l'épaisseur des dépôts	18
Disposition des roches sédimentaires en structure massive	19
Chapitre 2. Notions élémentaires sur les déformations et la destruction des corps solides	20
Notions générales	21
Déformation élastique	24
Déformation plastique	30
Chapitre 3. Formes secondaires de gisement d'origine non tectonique	44
Dislocations résultant des glissements des sédiments à peine déposés	45
Dislocations de couches non consolidées sous l'effet de la pesanteur des couches susjacentes inégalement réparties	46
Dislocations dues aux variations du volume des roches	49
Dislocations provoquées par la pesanteur dans les conditions d'un relief actuel	54
Action des glaciers et du sol gelé en permanence	55
Chapitre 4. Les dislocations tectoniques continues. Notions élémentaires	57
Dislocations continues et discontinues	57
Séries monoclinales	58
Flexure	59
Déformations à grand rayon de courbure	60
Conditions de formation des séries monoclinales, des flexures et des déformations à grand rayon	63
Les plis. Principales variantes morphologiques	63
Variation de la forme des plis au cours du passage d'une couche à l'autre	70
Les plis diapirs	73
Chapitre 5. Conditions principales de formation des plis	75
Variantes mécaniques des plis	75
Plissements et leurs différents types morphologiques	81
Interprétation cinématique des plissements	91

Chapitre 6. Dislocations tectoniques discontinues. Notions élémentaires	99
Les fissures	99
Les failles	103
Phénomènes accompagnant les dislocations par rupture	109
Chapitre 7. Conditions géologiques de la mise en place des dislocations par rupture	112
Ruptures liées directement aux mouvements verticaux de l'écorce terrestre	113
Ruptures d'extension dérivées des dislocations continues engendrées par des actions verticales	116
Ruptures liées aux compressions horizontales de l'écorce terrestre	124
Répercussions des ruptures sur les dislocations par plissement	127
Déformations des ruptures au cours des mouvements ultérieurs	128
Chapitre 8. Conditions de gisement des roches volcaniques (par E. Mila-novski)	130
Le phénomène volcanique et les produits rejetés par les volcans	130
Formes primitives de disposition des roches volcaniques	132
Remplissages de cheminées et masses subvolcaniques	156
Les structures volcano-tectoniques	158
Relations entre la répartition des volcans et leur activité et les con-ditions tectoniques	163
Chapitre 9. Formes de disposition des roches magmatiques intrusives	165
Masses intrusives concordantes	166
Masses intrusives partiellement concordantes	169
Masses intrusives transversales	170
Structure interne des masses intrusives	176
Dislocations tectoniques des roches magmatiques	182
Phénomènes se déroulant au contact des batholites	184
Chapitre 10. Principaux éléments du mécanisme des dislocations tectoni-ques	186
Variations des paramètres de déformation	187
Instabilité de la déformation plastique	192
Influence de la nature hétérogène des roches et des assises rocheuses	196
Nature de la répartition des forces appliquées	199
Hétérogénéité de grandes déformations. Développement simultané de dislocations plastiques et par rupture.	205
Redistribution des contraintes au cours de la déformation	212
Influence de la pesanteur	215
Chapitre 11. Structure des assises fortement disloquées	218
Plissements fortement compressés	219
Clivage	224
Superposition mutuelle de plissements de générations différentes	236
Nappes tectoniques	242
Nappes de couverture, ou helvétiques	244
Diapirisme profond	250
Nappes de profondeur, ou nappes penniques	253
Brèches tectoniques et mélanges	255
Chapitre 12. Champs de contraintes tectoniques	259
Détermination des axes principaux de déformations au sein des dis-locations continues	261

Reconstitution des champs de déformations et de contraintes d'après les ruptures	273
Champs de déformation d'ordre différent	276
Dérangements postérieurs du champ de déformation originel . . .	277
Chapitre 13. Groupements de formes structurales	281
Groupement historique de formes structurales	281
Groupement mécanique de formes structurales	284
Groupement régional de formes structurales	285